

## Tesis Doctoral

# Potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina

Gassmann, María Isabel

1998

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Gassmann, María Isabel. (1998). Potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Gassmann, María Isabel. "Potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1998.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES**  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**  
**Departamento de Ciencias de la Atmósfera**

**“POTENCIAL DE CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA EN LA REPÚBLICA  
ARGENTINA”**

**Autor:** María Isabel Gassmann

**Director:** Nicolás Mazzeo

**Lugar de Trabajo:** Departamento de Ciencias de la Atmósfera

Trabajo de Tesis para optar por el título de Doctor de la  
Universidad de Buenos Aires.

## **“POTENCIAL DE CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA EN LA REPÚBLICA ARGENTINA”**

**Palabras Claves:** capa límite atmosférica, altura de la capa de mezcla, altura de la capa límite estable nocturna, potencial de contaminación atmosférica, índice de ventilación, viento transporte, condiciones de baja ventilación.

## **“AIR POLLUTION POTENTIAL IN THE ARGENTINA REPUBLIC”**

**Key Words:** atmospheric boundary layer, mixing height, nocturnal boundary layer depth, air pollution potential, ventilation index, transport wind, low ventilation conditions.

*A Elba Ana y*

*Juan Nicolás*

## **RESUMEN**

Una política adecuada en el desarrollo de un país debe contemplar todos aquellos aspectos relacionados con la protección y control de sus recursos. En la evaluación del costo - beneficio de la adjudicación de zonas rurales para la ubicación de centros industriales o urbanos, uno de los recursos a considerar es el aire.

Entre los estudios que se deben realizar para conocer el impacto que produciría la ubicación de una zona industrial o urbana sobre la calidad del aire, es necesario estudiar el potencial de contaminación atmosférico de la región. Este potencial se define como la capacidad de la atmósfera de asimilar o diluir los contaminantes a ser emitidos al aire. En general, el potencial se estudia conociendo el comportamiento de dos variables atmosféricas: el espesor de la capa límite atmosférica y la velocidad del viento promediada dentro de la capa límite o viento transporte.

El objetivo de este trabajo es estudiar los parámetros atmosféricos que determinan el potencial de contaminación atmosférico desde el punto de vista climatológico para la República Argentina, de manera de poder caracterizar zonas con mayor potencial de contaminación dentro del país y proveer de una herramienta sobre la cual basarse en la planificación urbana e industrial del país.

Utilizando once años de información meteorológica correspondiente a ocho estaciones meteorológicas de altura de la red del Servicio Meteorológico Nacional (Salta, Resistencia, Córdoba, Mendoza, Ezeiza, Santa Rosa, Neuquén y Comodoro Rivadavia) se estudió el comportamiento estacional y anual de la altura máxima media de la capa límite diurna, calculada a partir de los sondeos como el tope de la capa con base en superficie en donde se produce mezcla vertical y el gradiente de temperatura es cercano al adiabático seco. Se relacionó los resultados con las direcciones de viento en superficie.

Se desarrolló y evaluó un modelo evolutivo para la capa límite nocturna, basado en la ecuación de energía térmica turbulenta, considerando únicamente los procesos turbulentos y radiativos. Se aplicó el modelo a seis estaciones sinópticas de superficie de la red del Servicio Meteorológico Nacional (Resistencia, Córdoba, Rosario, Ezeiza, Mar

del Plata y Comodoro Rivadavia) y se analizó el comportamiento estacional y anual de la altura máxima media de la capa límite nocturna utilizando 10 años de información horaria observada en cada una de ellas. Se relacionó los valores obtenidos con las direcciones de viento en superficie.

Para las condiciones diurnas se estimaron los valores medios estacionales y anual de la velocidad de viento transporte y del índice de ventilación. Este índice es el producto de la altura de la capa límite diurna por la velocidad de viento transporte y mide la capacidad de autodepuración de la atmósfera. Se trazaron los campos medios estacionales y anual de las alturas máximas de capa límite diurna y de índice de ventilación de la atmósfera. Asimismo, se estudió la frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación atmosférica en la República Argentina y se trazaron los campos medios de estas frecuencias. A partir de todo este análisis se determinaron zonas con alto potencial de contaminación atmosférico en la República Argentina. Para las condiciones diurnas las zonas con mayor potencial de contaminación atmosférico se encuentran en la región noreste y centro este del país, que incluye el corredor industrial Rosario - La Plata y en la zona cordillerana cercana a Mendoza. Para las condiciones nocturnas las áreas menos favorables para la dispersión de los contaminantes resultan ser Resistencia y Ezeiza.

**Palabras Claves:** capa límite atmosférica, altura de la capa de mezcla, altura de la capa límite estable nocturna, potencial de contaminación atmosférica, índice de ventilación, viento transporte, condiciones de baja ventilación.

## **ABSTRACT**

The development of a country must have an adequate policy that envisages all those aspects related to the protection and control of its resources. When rural areas are transformed into industrial or urban centres, one of the resources to be considered is the air.

Air pollution potential is one of the studies that should be accomplished to evaluate the impact over the air quality that would produce the location of settlements or industrials in new sites. Air pollution potential is a measure of the conditions that are unfavourable to the dilution and dispersion of pollutants into the air. This potential can be studied in terms of two atmospheric variables: the depth of the atmospheric boundary layer (ABL) and the mean wind speed into the ABL or transport wind.

The purpose of this work is to study the variables related to the air pollution potential for the Argentina Republic. Also, to distinguish regions with mayor air pollution potential, in the way to provide a tool for planning industrial or urban developments.

The annual and seasonal behaviour of the mixing height, obtained as the top of a surface based layer in which vertical mixing is relatively vigorous and in which the lapse rate is near dry adiabatic, was studied for the country. Eleven years of surface and upper air observations of eight station (Salta, Resistencia, Córdoba, Mendoza, Ezeiza, Santa Rosa, Neuquén y Comodoro Rivadavia) belonging to the National Weather Service of Argentina were used.

A prognostic model was developed and tested to study the depth of the stable nocturnal boundary layer, based on the turbulent thermal energy equation. Only turbulent and radiational processes were included in the equation. This model was applied to six synoptic stations belonging to the National Weather Service (Resistencia, Córdoba, Rosario, Ezeiza, Mar del Plata y Comodoro Rivadavia), using 10 years of hourly surface data. The annual and seasonal behaviour was analysed.

For daytime conditions the annual and seasonal behaviour of transport wind speed and ventilation index, defined as the product of the mixing height and the transport wind speed were studied. The smallness of this quantity is one measure of adverse conditions for dispersion of air pollutants.

Annual and seasonal mean fields of maximum mixing height and ventilation index were traced. Also, frequencies of low ventilation conditions over the country were studied and the mean fields of this frequencies were depicted. After this analysis, the areas with major air pollution potential in Argentina were identified. For diurnal conditions they are located in the north-east to the central - east part of the country and in the region named Cuyo, in the central - west part of Argentina. For the nocturnal case, the rural surroundings of the Resistencia and Ezeiza airports have the most unfavourable conditions for air pollutant dispersion.

**Key Words:** atmospheric boundary layer, mixing height, nocturnal boundary layer depth, air pollution potential, ventilation index, transport wind, low ventilation conditions.



## **1. INTRODUCCIÓN**

El hombre vive y desarrolla todas sus actividades dentro de la atmósfera terrestre, principalmente en las primeras decenas de metros más cercanos al suelo. Como el aire es un elemento indispensable para la vida, al igual que el agua, cada país debe considerar a su atmósfera y su calidad como un recurso a proteger y controlar. El aumento demográfico conlleva a un crecimiento de las actividades urbanas e industriales, que ocasionan un impacto directo sobre la calidad del aire debido al incremento de la emisión de contaminantes a la atmósfera.

Los efectos causados por estos contaminantes pueden ser inmediatos y mediatos afectando tanto a seres humanos, animales y plantas, o retardados, como por ejemplo un aumento en la acidez de los suelos o lagos, la corrosión de las construcciones, o a más largo plazo las variaciones climáticas debido a la modificación de los términos que intervienen en el balance radiativo.

Por lo tanto, la administración de la calidad de aire requiere generalmente de un trabajo interdisciplinario de meteorólogos, químicos, ingenieros, especialistas en salud y ecología, planificadores de recursos, sociólogos, abogados y economistas.

Dos componentes básicos deberían conformar un plan de manejo de la calidad de aire. El primero es comprender las dimensiones del problema de la contaminación de aire, y segundo, determinar el tipo y grado de control a efectuar para tener la calidad de aire deseada. Por lo tanto, se hace necesario saber o definir qué involucra un proceso de contaminación de aire. Este proceso es un mecanismo atmosférico integral y persistente, que evoluciona por estados característicos tanto en el tiempo como en el espacio, en el cual se deberá tener en cuenta las condiciones de emisión, transporte, dispersión, remoción, acumulación y transformación química, para poder finalmente caracterizar la calidad de aire, y determinar los efectos de la contaminación sobre los posibles receptores.

A este proceso que es físico, le continúan las etapas propias del manejo de la calidad del aire, que involucra la realización de un inventario de emisiones, estudios

meteorológicos, observaciones de calidad de aire, estudios de los efectos de la contaminación, determinación de indicadores, estándares de emisión, criterios de calidad de aire, estándares de calidad de aire, planificación, investigación y control. En cada una de estas etapas de la administración la ingerencia de los aspectos meteorológicos es muy importante, en todas las escalas de la difusión atmosférica (local, regional, continental o global) (Szepesi, 1987).

Una vez que los contaminantes son emitidos dentro de la atmósfera, los mismos se encuentran influenciados por factores tales como el viento, la turbulencia, la precipitación, la radiación solar, la temperatura, otros contaminantes y por el aerosol atmosférico. Según la influencia que tengan estos factores, la concentración de los mismos y su tiempo de residencia dentro de la atmósfera varía considerablemente. Uno de los factores que afectan al proceso de transporte - dispersión - remoción - acumulación y transformación química de los contaminantes es la altura de la capa límite atmosférica (Szepesi, 1987). Esta capa puede ser definida como la parte de la tropósfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre y sus forzantes (arrastre por fricción, transporte de calor, evaporación, transpiración, modificaciones del flujo de aire por el efecto topográfico). El movimiento irregular del aire (turbulencia) dentro de la capa límite, permite que los contaminantes emitidos sean transportados y difundidos con mayor o menor velocidad dependiendo de su intensidad. La mayor parte de la turbulencia está generada por forzantes del suelo. Por ejemplo, el calentamiento del suelo durante días despejados produce a su vez el calentamiento de parcelas de aire adyacentes al mismo, dando lugar a ascensos de aire por diferencias de densidad conocidos como ‘térmicas’, siendo éstos los torbellinos de mayor escala tanto espacial como temporal. También la cortante de viento producida por el arrastre superficial así como las desviaciones en la dirección del flujo que producen edificios o árboles, generan torbellinos de menor escala (espacial y temporal).

El espesor de la capa límite atmosférica determina el volumen de aire en el cual los contaminantes pueden diluirse. Este espesor evoluciona durante el día, mostrando dos estructuras con características diferentes: la capa límite diurna y la capa límite estable nocturna.

Los contaminantes son transportados en la horizontal principalmente por el flujo medio, mientras que son difundidos lateral y verticalmente por las perturbaciones en el flujo. La intensidad de la velocidad del viento medio dentro de la capa límite atmosférica dará una medida de la capacidad de depuración que tendrá la atmósfera para diluir los contaminantes que son emitidos al aire. Velocidades intensas producirán una dilución rápida de los contaminantes dentro de la atmósfera, disminuyendo la concentración de los mismos en el aire cercano a la superficie terrestre. Si la velocidad de viento es baja, la dilución de los contaminantes será menor, y los mismos tenderán a concentrarse en el aire inferior.

A la capacidad de la atmósfera para diluir los contaminantes que pudieran ser emitidos al aire, se la denomina potencial de contaminación atmosférico. Este potencial está caracterizado por algunas variables como ser: la altura de la capa límite atmosférica y la velocidad de viento transporte, definido como la velocidad media del viento dentro de la capa límite. Regiones con alturas de capa límite bajas y velocidades de viento transporte bajas tendrán un elevado potencial de contaminación. La contaminación efectiva dependerá de la cantidad de contaminantes que sean emitidos. Por otro lado, regiones con altas alturas de capa límite atmosférica y velocidades de viento transporte elevadas tendrán un bajo potencial de contaminación, ya que los contaminantes que sean emitidos al aire, serán diluidos y difundidos rápidamente dentro de las capas bajas de la atmósfera. También se define un índice de ventilación, que se calcula como el producto de la altura de la capa límite diurna y la velocidad del viento transporte, cuyo valor daría una idea de la capacidad de ventilación de la atmósfera de una determinada zona.

El objetivo de esta Tesis de Doctorado es estudiar las variables atmosféricas que determinan el potencial de contaminación atmosférico desde el punto de vista climatológico para la República Argentina, de manera de poder caracterizar zonas con mayor potencial de contaminación dentro del país y proveer de una herramienta sobre la cual basarse en la planificación urbana e industrial del país, tendiendo a una mejor calidad de vida y ayudar en la medida de lo posible a la protección del medio ambiente atmosférico.

Para ello se obtuvieron los valores medios y medianos estacionales y anual de la altura de la capa límite atmosférica diurna o capa de mezcla en ocho estaciones sinópticas de observación en altura ubicadas en diferentes puntos del país. También se analizó la variación latitudinal de los valores medios estacionales utilizando algunas de las estaciones seleccionadas, y se relacionó con la frecuencia de ocurrencia de direcciones de viento estacionales (Capítulo 3).

Para realizar el estudio de la capa límite nocturna se formuló un modelo evolutivo, basado en la ecuación de energía térmica turbulenta, considerando tanto procesos turbulentos como radiativos. No se consideraron efectos antropogénicos, por lo cual el modelo sólo es aplicable a zonas rurales. Para el desarrollo del mismo, se obtuvieron expresiones polinómicas del perfil vertical de la temperatura potencial dentro de la capa límite nocturna en función de altura y la estabilidad atmosférica. El modelo puede aplicarse en zonas rurales, con superficies lisas, con campos de temperatura potencial horizontalmente homogéneos, sin advección horizontal ni subsidencia y en noches con cielo relativamente despejado. El valor de la altura de la capa límite nocturna se estima en función de la estabilidad atmosférica, la rugosidad del terreno y del enfriamiento nocturno producido desde la puesta del sol. A partir de información meteorológica horaria observada en seis estaciones meteorológicas sinópticas, se obtuvieron, aplicando el modelo propuesto, las alturas de la capa límite estable nocturna. No se incluyeron estaciones cordilleranas. (Capítulo 4).

Para las condiciones diurnas se estimaron los valores de la velocidad de viento transporte e índice de ventilación para las ocho estaciones sinópticas de observación en altura utilizadas en el Capítulo 3, obteniendo valores medios estacionales y anual de estas variables. Se obtuvieron las frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación (altura de capa de mezcla inferior a 1500 m y velocidad de viento transporte inferior a 4 m/s). Se trazaron campos medios estacionales y anual de altura de capa de mezcla, índice de ventilación y frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación para la República Argentina. (Capítulo 5).

Se presentan en el Capítulo 6 las conclusiones de este trabajo, así como también un análisis de las variables consideradas para determinar zonas con mayor potencial de

contaminación atmosférica en la República Argentina tanto para condiciones diurnas como nocturnas teniendo en cuenta distintas posibilidades de emisión de efluentes a la atmósfera.

## 2. CARACTERISTICAS DE LA DIFUSIÓN DENTRO DE LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA

Aproximadamente una hora después del amanecer la altura de la capa límite diurna comienza a crecer hasta alcanzar un máximo poco después del mediodía, cuando el calentamiento por el sol de la superficie terrestre es máximo. Luego el mismo comienza a disminuir y debido a la desaparición de este forzante, la turbulencia decae después de algunas horas, persistiendo durante la noche. En general, en el tope de esta capa suele encontrarse una inversión de temperatura o un salto en el perfil de la temperatura potencial, representativo de la zona de mezcla superior entre el aire de la atmósfera libre y el aire de la capa límite planetaria. Cerca del anochecer, con el enfriamiento radiativo que tiene la superficie terrestre, comienza a formarse una inversión de temperatura en superficie, que contribuye a generar una capa estable, cuyo tope delimita la capa límite nocturna. En la capa superior persisten vestigios de la turbulencia de la capa límite diurna. A esta última capa se la denomina capa residual y no pertenece a la capa límite, aunque su interacción con la capa estable nocturna es motivo de continuas investigaciones (Figura 2.1).

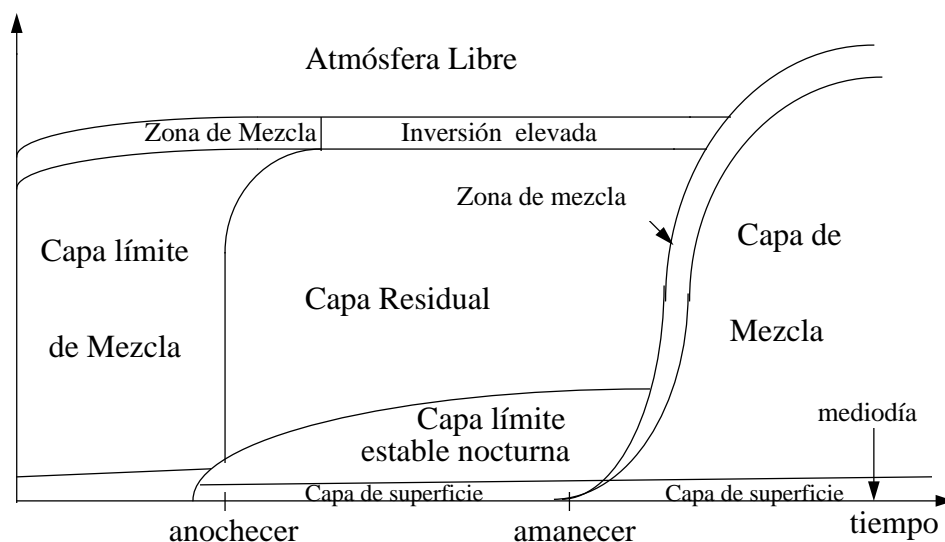


Figura2.1: Evolución de la capa límite sobre la superficie terrestre . Se observan las distintas subdivisiones de la estructura vertical de la capa límite con las horas del día.  
Adaptado de Stull (1988)

Dependiendo de como sea la evolución de estas capas durante el día y la noche, la dispersión de los contaminantes varía con el transcurso de las horas. En general se

asocian los distintos comportamientos de plumas de contaminantes puntuales y continuas elevadas con la estabilidad estática no local de las parcelas de aire (Stull, 1991) y con la posición del tope de la capa límite atmosférica.

En condiciones de estabilidad estática inestables, generalmente asociado a las horas diurnas, se desarrolla una capa límite denominada “de mezcla”. Estas condiciones atmosféricas, caracterizadas por un alto grado de turbulencia vertical, provoca que la pluma de contaminantes fluctúe alrededor de un plano horizontal (Figura 2.2). Las condiciones que conducen a la formación de este tipo de plumas son días cálidos con cielo despejado y vientos débiles. El perfil vertical de temperatura suele tener un gradiente adiabático en la porción media de la capa límite atmosférica y un gradiente superadiabático en superficie. Sin embargo, la inestabilidad estática dentro de la capa límite puede estar garantizada aún con un gradiente subadiabático en superficie (Stull, 1991).

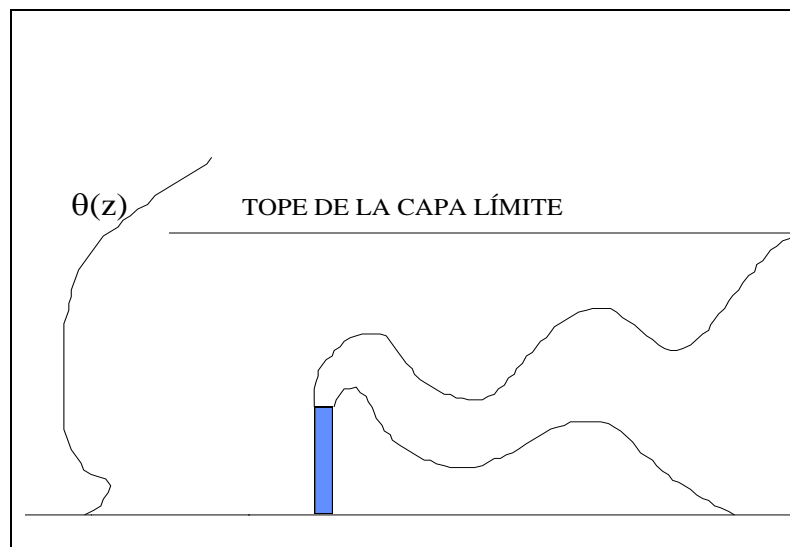


Figura 2.2: Forma de la pluma de contaminantes bajo condiciones estáticas inestables.

Si las condiciones atmosféricas son tales que la emisión de contaminantes se realiza dentro de una capa con estabilidad estática estable, la difusión de los contaminantes en la vertical se ve inhibida debido a la supresión de la turbulencia de tipo vertical. Luego una pluma de contaminantes emitida desde una fuente puntual elevada tiene una

expansión vertical muy débil, pero si tiene un desarrollo lateral, lo que le da el aspecto de un abanico (Figura 2.3).

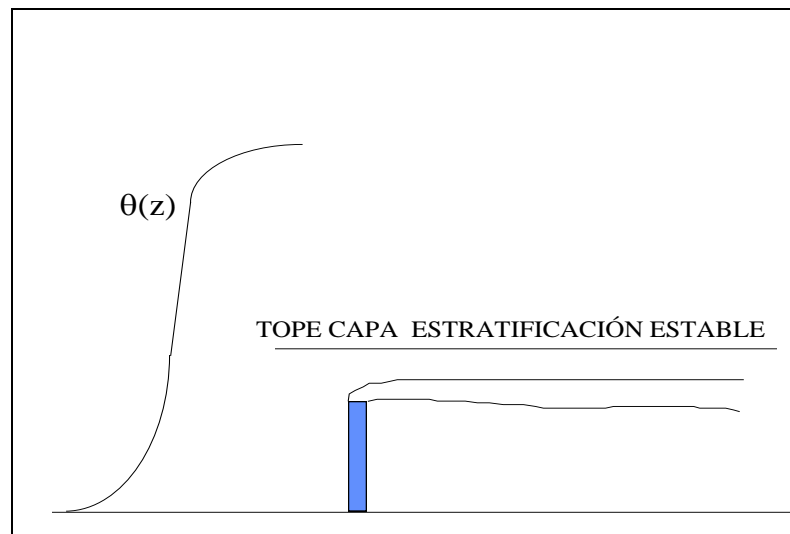


Figura 2.3: Forma de la pluma de contaminantes en condiciones estáticas estables.

Cuando se analiza la evolución de una pluma de contaminantes durante un día completo, se puede observar que los contaminantes no son difundidos de la misma forma, según la hora del día.

Una vez pasado el mediodía, en general, la altura de la capa límite de mezcla alcanza su máximo valor diurno, y por lo tanto el volumen de aire en el cual los contaminantes serán difundidos por acción del viento y de la turbulencia es el mayor posible para ese día. Si la altura de la capa límite atmosférica es pequeña, el volumen de aire disponible para la difusión es menor y la concentración de los contaminantes será mayor. Si por el contrario, el espesor es grande, al tener un mayor volumen de aire sobre el cual difundir, las concentraciones serán menores. Al atardecer, debido a un déficit en el balance radiativo en el suelo, el flujo de calor sensible en superficie se invierte, entregando la atmósfera calor a la superficie terrestre. Así comienza a formarse una inversión de temperatura en superficie. Si la fuente de emisión queda en algún instante por encima de la inversión (Figura 2.4, zona a) los contaminantes se dispersan dentro de la capa residual, cuyas características de estabilidad estática generalmente son de tipo neutral, adoptando una dispersión gaussiana. El tope de la capa límite estable nocturna actúa para



esos contaminantes como una barrera, impidiendo que lleguen a la superficie en su mayor parte.

Si por el contrario, la fuente de emisión es elevada pero queda inmersa dentro de la capa límite estable nocturna, los contaminantes no tendrán una marcada difusión vertical y las concentraciones máximas en superficie serán débiles.

Si la fuente de emisión está en superficie, la concentración de contaminantes en el suelo será elevada, aún a distancias considerables de la fuente, debido a la poca dispersión de los contaminantes en la vertical.

Al amanecer comienza a formarse una capa inestable en la cual domina la mezcla vertical convectiva por sobre la mezcla horizontal de tipo mecánica. Mientras la altura de la emisión de los contaminantes se encuentre por encima de esta capa, los mismos se dispersarán bajo condiciones estables (Figura 2.4, zona b). Al llegar la pluma al tope de la capa inestable que se encuentra en evolución, por la dinámica de su crecimiento, los contaminantes serán inyectados dentro de la capa inestable, donde “fumigarán” hacia la superficie, generando niveles de concentración elevados a nivel del suelo (Figura 2.4, zona c).

Una vez que la capa inestable crece lo suficiente como para que el punto de emisión en altura quede dentro de ella, los contaminantes se dispersarán siguiendo el régimen de una capa inestable, oscilando según un plano horizontal y generando zonas aisladas de máxima concentración de contaminantes en el suelo. Cuanto mayor sea la altura de la capa límite, estos niveles de concentración serán más bajos.

Si la fuente de emisión es de tipo puntual pero la emisión se hace desde la superficie, la concentración de contaminantes en el suelo será elevada en las zonas cercanas a la fuente de emisión, pero decrecerá rápidamente distancia abajo de la misma, contrariamente a lo que ocurre bajo condiciones estables.

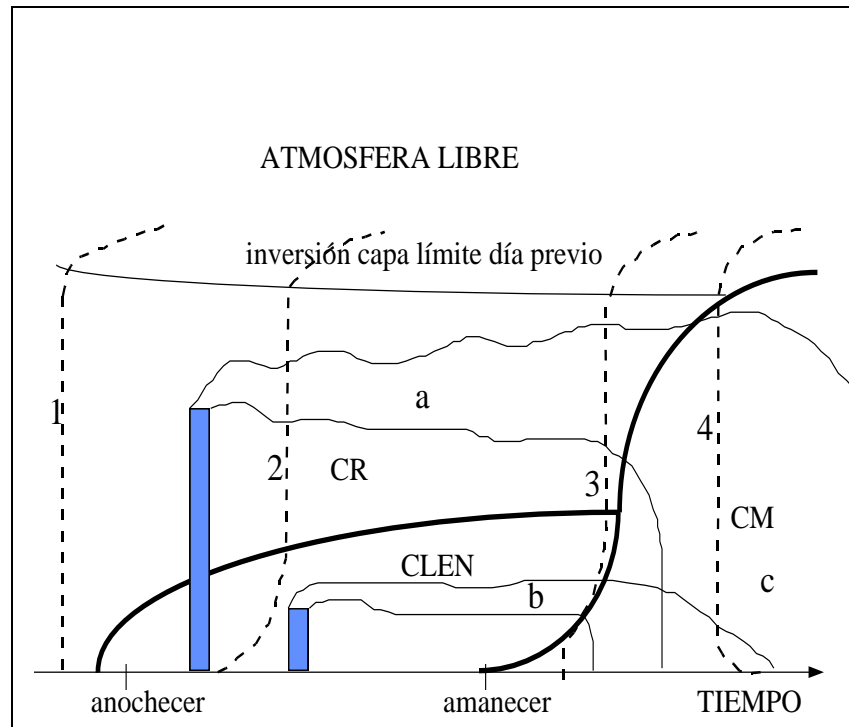


Figura 2.4: a) Forma de la pluma de contaminantes en la capa residual

b) Forma de la pluma en la capa límite estable nocturna

c) Forma de la pluma en condiciones de fumigación

CM: Capa límite de mezcla; CR: Capa residual;

CLEN: Capa límite estable nocturna.

1. Perfil típico de temperatura potencial al atardecer.

2. Perfil típico de temperatura potencial durante la noche.

3. Perfil típico de temperatura potencial durante la mañana.

4. Perfil típico de temperatura potencial al mediodía.

Por lo tanto, conocer la altura de la capa límite tanto diurna como nocturna es importante ya sea para emisiones de contaminantes desde superficie o elevadas, porque determina el volumen de aire dentro del cual la atmósfera tiene posibilidades de difundirlos y asimismo, predetermina en general la estabilidad de las parcelas de aire para el movimiento turbulento que facilitará o impedirá dicha difusión.

### 3. LA CAPA LIMITE DIURNA

#### 3.1. ESTRUCTURA DE LA CAPA LÍMITE DIURNA

Durante las horas diurnas, luego del amanecer, debido al calentamiento del suelo por el sol, comienza a generarse desde la superficie una capa límite planetaria, cuya turbulencia es primordialmente de origen térmico (excepto en días nublados y ventosos). Esta turbulencia horada a la capa de aire por encima del nivel en que se verifica, permitiendo un crecimiento rápido de la capa límite en las primeras horas de la mañana.

Desde el punto de vista de su estructura vertical, se pueden distinguir tres zonas dentro de esta capa límite con características bien definidas: la capa de superficie, la capa de mezcla y la inversión de mezcla.

##### 3.1.1. La capa de superficie

Esta capa abarca desde superficie hasta aproximadamente 100 a 150 m de altura. En esta capa el gradiente vertical de temperatura es generalmente superadiabático, hay una disminución de la humedad con la altura y la cortante de viento es bastante intensa. En general la turbulencia mecánica es mayor que la de origen térmico. Debido a que los gradientes verticales son cuasiestacionarios, especialmente el de la velocidad media del viento, se pueden obtener ecuaciones de diagnóstico tanto de la velocidad media del viento, de la temperatura y de la humedad, utilizando la teoría de la semejanza de Monin - Obukhov (Stull, 1988), que representa a las variables adimensionalizadas en función de  $z/L$ , donde  $z$  es la altura y  $L$  es la longitud de Monin - Obukhov, definida como:

$$L = - \frac{u_*^3}{(g/T) k \overline{w' \theta'_0}} \quad (3.1)$$

donde  $u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho}$  es la velocidad de fricción,  $\tau_0$  es la componente horizontal de la tensión de Reynolds en la dirección del viento medio en superficie,  $\rho$  es la densidad del aire en superficie,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $k$  es la constante de von Karman y  $\overline{w' \theta'_0}$  es el transporte vertical turbulento de calor sensible en superficie. Debido al

movimiento turbulento de la atmósfera en esta capa, las parcelas de aire que son inducidas hacia la superficie, generan en el nuevo nivel un exceso de energía cinética turbulenta, el cual es consumido por la superficie terrestre que actúa como sumidero. La mayor o menor rugosidad de la superficie hará que la tasa de consumo de energía cinética turbulenta en superficie sea mayor o menor, y por lo tanto un parámetro que caracteriza el comportamiento turbulento de la capa es el que representa a la rugosidad del terreno,  $z_0$ . El tope de la capa de superficie generalmente está fijado como la altura en la cual los flujos verticales, tanto de cantidad de movimiento como de calor sensible y humedad específica representan el 10 % de su valor en superficie.

### 3.1.2 La capa de mezcla

Por encima de la capa de superficie existe una capa caracterizada por la turbulencia de gran escala temporal y espacial, lo cual provoca que exista una mezcla vertical del aire. Durante las horas diurnas en esta capa predomina la turbulencia de origen térmico comparada con la de origen mecánico, y es por ello que se la suele llamar **capa de mezcla convectiva o capa límite convectiva**. Esta capa, también, puede ser tratada con esquemas de adimensionalización para obtener expresiones universales de los perfiles de aquellos estadísticos que la describen, en función de la altura adimensionalizada  $z/z_i$ , donde  $z_i$  es la altura de la capa límite diurna. Los parámetros que gobiernan la evolución de la capa de mezcla son la altura  $z$ , la altura de la capa límite  $z_i$ , el transporte vertical turbulento de calor sensible de superficie  $\overline{w'\theta'_0}$  y el parámetro de empuje  $g/T$ .

Young (1988) propuso que una capa de mezcla ideal es aquella en la cual la mezcla de origen térmico predomina comparada con la de origen mecánico, y se cumple  $11 < (-z_i/L) < 164$ . El parámetro  $(-z_i/L)$  mide la importancia relativa de la turbulencia generada por la cortante del viento medio dentro de la capa límite y es inversamente proporcional a la fracción de altura de capa límite en la cual dominan los procesos mecánicos por sobre los térmicos en la producción de energía cinética turbulenta.

El tope de esta capa está limitado por una inversión o “salto” de temperatura potencial, llamada inversión de mezcla, a través de la cual ingresa el aire de la atmósfera libre a través de distintos procesos, permitiendo el crecimiento en altura de la capa límite.

Los movimientos dentro de la capa de mezcla están dominados por corrientes ascendentes que se originan en el tope de la capa de superficie. Durante el ascenso ganan cantidad de movimiento y cuando llegan a la atmósfera libre, que tiene una temperatura potencial mayor, adquieren un empuje negativo y se sobrepasan de nivel hasta agotar su energía cinética. A este sobrepaso del nivel en el cual la parcela de aire llega a un equilibrio térmico con el entorno es lo que Deardorff et al (1969) llamó “convección penetrativa”. Como la parcela de aire adquiere un empuje negativo, una vez que su energía cinética se ha transformado completamente en energía potencial, vuelve a hundirse dentro de la capa de mezcla prácticamente sin alterarse. El déficit de masa producido en la penetración de la corriente ascendente, produce el ingreso de aire característico de la atmósfera libre, el cual es mezclado rápidamente por la turbulencia del aire en la capa. Debido a este mecanismo, la capa límite diurna crece a expensas de la atmósfera libre. El volumen de aire que ingresa a la capa de mezcla depende de la intensidad de la turbulencia en la capa de mezcla y de la inversión por encima de ella.

Las columnas de aire ascendentes son denominadas “térmicas” y dominan la circulación vertical en casi toda la capa. Las térmicas están rodeadas por zonas de corrientes descendentes de menor intensidad, pero de mayor área superficial. La separación entre térmicas ronda en general entre  $1.3 z_i$  a  $1.5 z_i$  (Kaimal et al, 1979; Young, 1988). Las velocidades verticales típicas de ascenso rondan entre 1 y 2 m/s, aunque algunas pueden alcanzar y superar los 5 m/s. En general tienen menor diámetro en el tope que en la base e inclusive suelen fusionarse algunas durante el ascenso.

El perfil vertical de temperatura potencial ( $\theta$ ) no es exactamente constante con la altura. Tiene un mínimo cercano a  $0.5 z_i$ , debido a que en las capas inferiores el calentamiento desde superficie produce un aumento de  $\theta$  a medida que disminuye  $z$ , mientras que en la mitad superior de la capa de mezcla el ingreso de aire desde la atmósfera libre produce un aumento de la temperatura potencial (ver Figura 3.1).

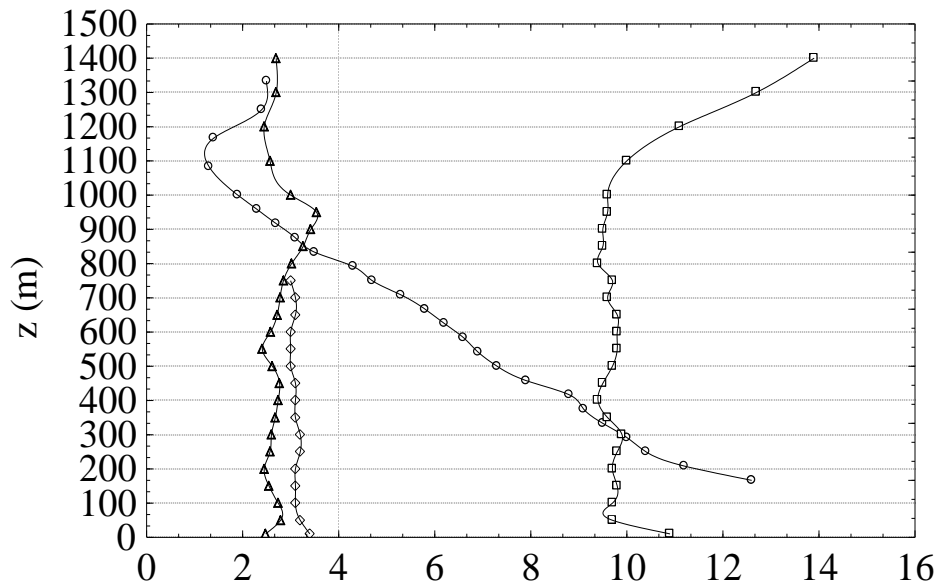
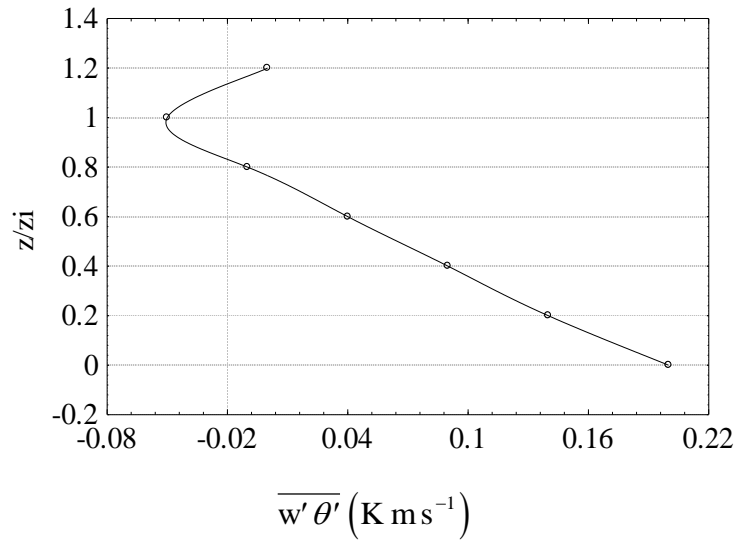


Figura 3.1: Perfiles verticales de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (o), temperatura potencial ( $\text{K} -273$ ) ( $\square$ ), relación de mezcla ( $\text{g/kg}$ ) ( $\diamond$ ), velocidad media del viento ( $\text{m/s}$ ) ( $\Delta$ ) Hora 12.30, Día 33, Proyecto Wangara (Clarke et al, 1971).

El perfil vertical de humedad específica ( $q$ ) también se mantiene prácticamente constante, pero tiene una leve disminución con la altura debido a la mezcla que se produce en la mitad superior de la capa con el aire ingresante desde la atmósfera libre, que tiene menor humedad que la de la capa límite atmosférica. Estudios efectuados muestran una penetración de aire con las características del aire de atmósfera libre hasta niveles de  $0.6 z_i$  (Crum y Stull, 1987). Los histogramas de humedades específicas a distintos niveles dentro de la capa límite de mezcla presentan una distribución aproximadamente normal hasta los  $0.6 z_i$ . Por encima la distribución se manifiesta con mayor asimetría, hasta tener una distribución uniforme en  $z/z_i \approx 0.95$ . Más arriba la distribución vuelve a ser normal, pero con una media sensiblemente menor a la de la capa de mezcla. El perfil vertical de viento dentro de esta capa es prácticamente constante, con un leve aumento con la altura, lo cual determina que existe poca turbulencia de origen mecánico.

El perfil del transporte vertical turbulento de calor sensible tiene en general una curvatura cóncava hacia arriba con su valor máximo en superficie. Se anula en un nivel

cercano a  $0.8 z_i$  y alcanza un mínimo a alturas mayores que  $z = z_i$ . A medida que el flujo turbulento de calor sensible que ingresa desde la atmósfera libre se hace mayor, la curvatura en el perfil vertical de temperatura potencial aumenta en la mitad superior de la capa de mezcla. Luego, para poder justificar esa curvatura, es necesario que la convergencia de flujo debe variar con la altura tal como lo muestra la Figura 3.2 (Young, 1988).



**Figura 3.2:** Variación del transporte vertical turbulento de calor sensible dentro de la capa límite convectiva.

El perfil de la varianza de la velocidad vertical ( $\sigma_w$ ) adimensionalizada por la velocidad característica convectiva ( $w^*$ ), donde  $w^* = \left( \frac{g}{T} z_i \overline{w'\theta'} \right)^{1/3}$ , tiene en general un máximo de 0.4 a 0.55 m/s, en niveles cercanos a  $0.3 z_i$  y  $0.5 z_i$ , y esto significa que la mayor intensidad de la turbulencia se encuentra en la zona media de la capa límite convectiva (Young, 1988). En la definición de  $w^*$ ,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $T$  es la temperatura,  $z_i$  es la altura de la capa límite de convección y  $\overline{w'\theta'}$  es el transporte vertical turbulento de calor sensible. El perfil vertical de la varianza de temperatura ( $\overline{T'^2}$ ) normalizada por la temperatura potencial de fricción ( $\theta^*$ ) presenta dos máximos. El primero se encuentra en la superficie, y se produce porque a ese nivel se encuentra el máximo en el transporte vertical turbulento de calor sensible. El perfil está bien representado por la adimensionalización con parámetros característicos de la capa de

mezcla. Hay un mínimo cerca de 0.5 zi, observándose que ésta es la porción de mayor mezcla. Esta altura se encuentra por debajo del nivel en el cual el transporte vertical turbulento de calor se anula (0.8 zi), a partir de lo cual se deduce que el aire superior que ingresa a través del tope de la capa de mezcla, lo hace hasta capas por debajo del nivel dado por el límite  $\overline{w'\theta'_z} = 0$ . El segundo máximo se encuentra en la zona de la inversión superior. Se encuentra que la adimensionalización con parámetros característicos de la capa de mezcla no es buena. Esto significa que existen en esa capa procesos que no han sido parametrizados y la adimensionalización no es adecuada (Young, 1988).

El comportamiento observado por Kaimal et al (1979) del flujo vertical turbulento cinemático de cantidad de movimiento ( $\overline{u'w'}$ ) tiene un máximo en su magnitud en 0.5 zi y luego disminuye con la altura. La mayor parte del transporte vertical de cantidad de movimiento ocurre dentro de las corrientes ascendentes (térmicas). Dentro de la zona de las descendentes el valor de  $\overline{u'w'}$  decrece rápidamente con la altura y permanece prácticamente nulo en casi toda la capa.

### **3.1.3 La inversión de mezcla**

Es la última de las subcapas que componen la capa límite atmosférica en horas diurnas. Limita a la capa de mezcla y es la zona de transición entre la capa límite convectiva y la atmósfera libre. El límite inferior de la inversión de mezcla está dado por el nivel en el cual se encuentra el 10 % de aire con características de atmósfera libre o entre el 90 y el 95 % de aire bien mezclado. El tope superior está definido como el nivel hasta el cual penetran las térmicas o sea hasta donde se puede encontrar aire bien mezclado. Formalmente la altura de la capa límite de mezcla zi, está definida como el nivel en el cual se encuentra el 50 % de mezcla de ambos tipos de aire.

Esta capa se caracteriza por tener una disminución abrupta de la humedad específica e importantes aumentos de la temperatura potencial y la velocidad de viento. Su espesor típico varía entre 200 a 400 m. Debido a la cortante de viento que se produce entre el viento subgeostrófico de la capa límite y el viento geostrófico de la atmósfera libre, se



generan ondas de Kelvin - Helmholtz, con longitudes de onda proporcionales al espesor de la inversión de mezcla. Estas ondas se inestabilizan rápidamente rompiéndose y degeneran en turbulencia, la cual contribuye al ingreso de aire desde la atmósfera libre hacia la capa límite de mezcla.

#### **3.1.4. Evolución temporal de la capa límite diurna**

La evolución de una capa límite diurna de la atmósfera muestra desde su formación hasta su desaparición tres regímenes diferentes:

- \* crecimiento a primera hora de la mañana a través de la convección penetrativa
- \* crecimiento libre
- \* decaimiento de la convección en horas cercanas al atardecer.

Luego del amanecer, comienza a calentarse la superficie terrestre y se generan las primeras térmicas que corroe a la inversión de temperatura nocturna con base en superficie a través de la convección penetrativa (Donev et al, 1992). Este ritmo de crecimiento continúa así hasta que la capa de mezcla llega a la capa residual. Esta última capa se caracteriza por tener una temperatura potencial constante, como resultado de la mezcla del día anterior. Cuando la temperatura potencial de superficie excede a la temperatura potencial de esta capa, la capa límite de mezcla crece a una tasa igual a la velocidad de ascenso de las térmicas, ascendiendo rápidamente. En este caso particular, el aire que ingresa desde la capa superior a la capa de mezcla no difiere desde el punto de vista térmico del aire dentro de la capa, haciendo que el transporte vertical turbulento de calor en esa altura sea nulo. Este régimen fue definido por Wyngaard y Brost (1984) como difusión desde superficie hacia arriba y dura generalmente entre algunos minutos y una hora, tiempo que le lleva a las térmicas alcanzar el tope de la capa residual. Luego la capa límite de mezcla sigue evolucionando a través de la convección penetrativa, horadando la atmósfera libre.

Cuando se establece un régimen de ascensos a través de térmicas con descensos en derredor se puede considerar un estado cuasiestacionario, y por lo tanto los tiempos característicos de las cantidades turbulentas pueden ser despreciados respecto a los

términos de disipación y producción, que son mucho más importantes. La escala temporal de la convección  $t^* = z_i / w^*$  cuando el régimen es cuasiestacionario (cerca de 15 minutos) es significativamente menor que la escala temporal del forzante  $t_f$ , que puede ser considerado como la mitad del tiempo en el cual  $\overline{w' \theta'}$  es positivo (algunas horas). Ya por la tarde al disminuir la elevación del sol, el flujo de calor comienza a disminuir, y por lo tanto  $t^*$  aumenta, ya que  $z_i$  permanece constante. Luego el régimen estacionario desaparece y la teoría de la semejanza no es aplicable dentro de la capa convectiva.

Modelos realizados para estudiar el decaimiento de la capa límite diurna (Nieuwstadt y Brost, 1986; Sorbján, 1997) han observado que cuando  $t_f/t^* \rightarrow 0$ , el decaimiento de la energía cinética turbulenta ( $e$ ) promediada en volumen puede ser descrita por  $e \approx (t_f/t^*)^{1/2}$ . Cuando  $t_f/t^* \rightarrow \infty$ , la energía cinética turbulenta tiende a ser constante. Durante el decaimiento del flujo vertical turbulento de calor sensible, los torbellinos de gran escala persisten aún cuando este flujo sea negativo, continuando la convección penetrativa hasta las últimas horas del día. El mecanismo por el cual persisten aún cuando las capas inferiores de la capa de mezcla ya están enfriándose, es que el movimiento es iniciado por el hundimiento de las corrientes descendentes.

### **3.2. METODOLOGÍAS DESTINADAS A LA OBTENCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE DIURNA**

La capa límite convectiva ha sido ampliamente investigada en las últimas décadas. Para ello, se han llevado a cabo diferentes programas y proyectos de observación intensiva de la estructura de la capa límite atmosférica. Uno de los primeros y que posee una gran calidad en sus datos fue el Proyecto Praire Grass (O'Neill, EE.UU.)(Barad, 1958). Luego, continuaron proyectos como Wangara (Kerang, Australia) (Clarke et al, 1971), Cabauw (de Bilt, Holanda) (Wessels, 1984), Koorin (Australia) y dentro de los últimos realizados se encuentran el NEAQS'94 (Berman et al, 1997) y el BLX96 (Stull et al, 1997) ambos realizados en Estados Unidos.

En todos estos proyectos de observación intensiva de la capa límite se han realizado mediciones de su estructura vertical, que permiten discriminar las distintas capas que componen a la capa límite convectiva y conocer su estructura vertical y modelarla adecuadamente.

En la última década han tenido mayor aplicación operativa los sistemas de sensoramiento remoto tales como el SODAR y los radares de perfiles de viento, que operan con ondas sonoras y el LIDAR que opera con ondas electromagnéticas. Cada uno de estos sensores produce un perfil vertical de intensidades del retorno de la señal, debido a la dispersión que producen, tanto en las ondas acústicas como electromagnéticas, inhomogeneidades en la estructura vertical de la atmósfera. Luego, se pueden obtener perfiles de temperatura (sodar), perfiles de humedad y viento (perfiladores) y perfiles de concentración de aerosol atmosférico (lidar).

Beyrich (1997) hace una recopilación de las ventajas y desventajas del uso de estos sensores remotos, señalando que la gran ventaja que ofrece este tipo de instrumental es que provee mediciones continuas de la estructura vertical atmosférica. Sin embargo, tienen limitaciones en cuanto a la resolución vertical, con respecto a la resolución con la cual puede medir un globo cautivo; así como también al límite o alcance vertical de la información que se puede obtener. Tiene distorsiones producidas por la nubosidad y en general son especialmente costosos. Según Beyrich (1997), la interpretación de la

información debe quedar en manos de personal experimentado, ya que un mismo perfil vertical de las variables puede obedecer a situaciones meteorológicas totalmente diferentes, por lo cual no existe un criterio único para encontrar el tope de la capa límite. Además, el estado no estacionario de la estructura vertical de la atmósfera no permite obtener perfiles medios de las variables con un buen nivel de certeza.

Sin embargo, en general no es posible obtener información vertical de la atmósfera de gran calidad, de modo de poder evaluar la posición del tope de la capa límite a toda hora. Es por ello, que en base al conocimiento de la evolución diurna de la capa límite convectiva, que se obtiene de los proyectos micrometeorológicos, se han elaborado metodologías que permiten estimar la altura de esta capa, haciendo uso generalmente de información observada en estaciones meteorológicas convencionales.

Uno de los primeros métodos utilizados para estimar el tope de la capa límite diurna es el que considera a la parcela de aire de superficie, la cual se inestabiliza por el calentamiento desde el suelo y asciende, sufriendo una expansión adiabática no saturada, hasta que alcanza el equilibrio con el medio que lo circunda (Holzworth, 1967). Para su obtención, se utiliza la información del radiosondeo de la mañana y se supone que las condiciones en la vertical permanecen estacionarias durante las horas diurnas. Es por ello que no se tiene en cuenta la advección horizontal y la subsidencia. Luego, con la información horaria de temperatura observada en superficie, se puede estimar la evolución horaria del crecimiento de la capa límite durante las horas diurnas. Numerosos trabajos de investigación han sido realizados utilizando esta metodología para estimar el comportamiento estacional o mensual del espesor de la capa límite convectiva. Popovics y Szepesi (1970) analizaron la evolución espacial de la altura de la capa límite convectiva en Bucarest (Rumania), utilizando los datos del sondeo de las 6 HMG (matutino) con valores máximos y mínimos de temperatura en superficie correspondientes al centro de la ciudad, a los suburbios y a zonas rurales. Mazzeo et al (1972) obtuvieron las alturas medias mensuales de capa límite de mezcla para la República Argentina, utilizando una metodología similar a la propuesta por Holzworth (1967). Ellos utilizaron sondeos medios mensuales y temperaturas máximas en superficie medias mensuales de 10 estaciones aerológicas, a partir de los cuales obtuvieron una altura máxima media de capa de mezcla. Holzworth (1972 a) calculó la

altura máxima de la capa límite convectiva en 62 estaciones de radiosondeo en EE.UU. utilizando la información del sondeo de las 12 HMG y la temperatura máxima de superficie. Tuna (1972) presentó siguiendo esta metodología los promedios mensuales de altura máxima de capa límite convectiva para la ciudad de Ankara (Turquía). Portelli (1977) realiza para Canadá un estudio similar al de Holzworth (1972 a).

Para los casos en los cuales se estima la altura de la capa límite convectiva sobre un centro urbano, Miller y Holzworth (1967) consideran que la altura de la capa límite de la mañana es la que se obtiene de considerar la temperatura mínima observada en superficie en la estación meteorológica urbana más  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $T_{\min} + 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), para luego con esta temperatura utilizar el método de la parcela. Scian y Quinteros (1976) obtuvieron las alturas de la capa de mezcla matutinas y máximas para la ciudad de Buenos Aires utilizando el método sugerido por Miller y Holzworth (1967). Una gran desventaja de este método es que es muy sensible al valor de la temperatura en superficie: un error de  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  puede producir cambios en la altura de la capa límite de cientos de metros (Myrick et al, 1994).

Heffter (1980) propone la obtención del tope de la capa límite convectiva como la altura en la cual el cambio en la temperatura potencial desde la base de la capa estable superior, excede a los  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Por otra parte, define a la capa estable como aquélla en la cual el gradiente de temperatura potencial es superior a  $5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Si por este criterio no se encuentra a la capa estable superior, se considera un gradiente de menor intensidad disminuyendo en cada iteración  $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , y considerando un máximo de 3 iteraciones (Draxler, 1992).

Benkley y Schulman (1979) utilizan el método de la parcela para estimar el tope de la capa límite diurna, pero consideran correcciones por advección horizontal. A partir de la diferencia de temperatura en 700 hPa entre el sondeo de 12 HMG (matutino) y el de 00 HMG (vespertino), se contabiliza una advección fría o caliente ocurrida en un período de 12 hs. Luego, el efecto de esa advección se incorpora en los cálculos restando a la temperatura de superficie el valor de la diferencia en 700 hPa, donde se le da un peso según la diferencia horaria que hay con el momento de la observación del sondeo de las 12 HMG. Como resultado de esto, se logra limitar el nivel que alcanza la convección.

Stull (1991) propone un método basado en determinar regiones con distinta estabilidad estática, analizando el empuje de parcelas de aire inestabilizadas en distintos niveles. La altura de la capa de mezcla se considera como la altura en la cual la temperatura potencial máxima de la parcela de superficie corta al sondeo de la hora por primera vez. Piringer (1997) compara las alturas de capa límite convectiva obtenidas del modelo OML (Olsen y Brown, 1992) con alturas obtenidas a partir de radiosondeos y de sondeos realizados con globos cautivos en la ciudad de Viena, utilizando las metodologías propuestas por Heffter (1980) y por Stull (1991). El modelo obtiene la altura de la capa límite convectiva teniendo en cuenta el calentamiento desde la superficie terrestre y el ingreso de aire comprimido adiabáticamente desde la atmósfera libre a través de la inversión de mezcla. Encuentra buena correlación entre los métodos de Heffter y Stull ( $r = 0.97$ ), mientras que la correlación entre las alturas obtenidas por los métodos y el modelo dan correlaciones menores ( $r(\text{MS}) = 0.74$  y  $r(\text{MH}) = 0.72$ ).

Myrick et al (1994) consideran al tope de la capa límite diurna como el nivel en el cual se encuentra la primera capa significativamente estable del sondeo. Ellos definen como capa significativamente estable a aquélla en la cual el gradiente de temperatura alcanza un máximo. Pero además consideran que ese máximo en el gradiente de temperatura debe ser mayor a  $-4.8\text{ }^{\circ}\text{C/km}$  y debe exceder en valor a los de los gradientes de las capas cercanas en  $2\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ . La desventaja de este método es que obtiene la altura de la capa límite directamente del sondeo, como el método de Stull (1991), lo cual los hace poco operativos para estudios climáticos.

Otro método fue propuesto en Scire et al (1995) el cual está basado en determinar la influencia del flujo vertical de calor en superficie en el crecimiento de la capa de mezcla utilizando una aproximación en la ecuación de balance de energía que fuera propuesta por Holtslag y van Ulden (1983). Berman et al (1997) comparan resultados obtenidos con este método, el método de la parcela propuesto por Benkley y Schulman (1979) y el método de Holzworth (1967). Como dato observado utiliza alturas de capa límite convectiva estimados a partir de perfiles verticales del parámetro de estructura del índice de reflectividad obtenido de los ecos de un perfilador radioacústico y de un radar de perfiles de 915 MHz. En general, el método de la parcela sin corrección subestima el

valor de altura máxima diurna y sobreestima el valor mínimo del atardecer, ya que no representa adecuadamente el decaimiento de la turbulencia de las últimas horas de la tarde y comienzo del anochecer. Existe mayor concordancia entre la evolución representada por los otros métodos y la altura estimada a partir del perfil del parámetro de estructura.

Otra metodología para obtener la altura de la capa límite convectiva es a partir de los espectros de velocidades (Højstrup et al, 1997) y se basa en el hecho de que la altura de la capa de mezcla determina el tamaño de los torbellinos más grandes y energéticos que pueden ser observados en una capa límite inestable (Højstrup, 1982). Por lo tanto se puede relacionar la frecuencia del pico de energía en el espectro de velocidades con el espesor de la capa límite atmosférica, calculados en este trabajo a partir de información observada a 5 y 10 m de altura, utilizando anemómetros sónicos. Obtienen buenos resultados cuando contrastan las alturas así calculadas con las obtenidas a partir de observaciones realizadas con globos cautivos y sondeos piloto. Las observaciones fueron realizadas en un pequeño islote sobre el Mar del Norte, con lo cual consideran que sus observaciones son características de una superficie marina. En mediciones efectuadas sobre continente no logran una buena definición, presentándose una gran dispersión en los datos.

También existen numerosas parametrizaciones que tienen en cuenta la evolución de la capa límite diurna considerando tanto al calor aportado a la capa desde el suelo como el que ingresa al mezclarse parcelas de aire de la atmósfera libre en el tope de la capa límite. Van Dop et al (1997) utilizan soluciones analíticas de las formulaciones propuestas por Thomson (1991) para la aplicación de un modelo climático. La expresión a la cual arriban contempla tanto el crecimiento de la capa límite por la convección como por turbulencia mecánica siendo la expresión:

$$h = \left( \frac{2(1 + c_1)t}{N^2} \right)^{1/3} \left[ w^{*3} + c_3 u^{*3} \right]^{1/3} \quad (3.2)$$

donde  $h$  es la altura de la capa límite atmosférica diurna,  $c_3 = 3 c_2 / (1 + 2 c_1)$ , donde  $c_1 = 0.2$  y  $c_2 = 5$ ,  $u^*$  es la velocidad de fricción,  $w^*$  es la escala de la velocidad convectiva

definida como  $w^* = (\beta \overline{w' \theta'}_0 h)^{1/3}$ , donde  $\overline{w' \theta'}_0$  es el flujo turbulento vertical cinemático de calor sensible en superficie,  $\beta = g/T$  es el parámetro de empuje, con  $g$  la aceleración de la gravedad y  $T$  la temperatura,  $t$  es el tiempo y  $N$  es la frecuencia de Brünt Vaisala definida como  $N = (\beta \gamma)^{1/2}$ , con  $\gamma$  el gradiente de temperatura en la atmósfera libre. Luego con aproximaciones de  $u^*$ , del flujo turbulento vertical de calor en superficie y el gradiente de temperatura en la atmósfera libre, obtienen un campo global de alturas máximas de capa límite convectiva para el mes de julio.

Faggian et al (1997) compararon las alturas tanto de la mañana como de la tarde utilizando la metodología propuesta por Holzworth (1967), Carson (1973) y la formulación dada por Batchvarova y Gryning (1990) del crecimiento de la altura de la capa límite interna en una zona costera. También compararon con alturas obtenidas al utilizar un modelo de caja de dispersión de contaminantes a partir de observaciones de concentraciones y flujos en superficie de  $^{222}\text{Rn}$ . La expresión de Carson (1973) contempla tanto la altura producida por turbulencia convectiva como la producida por turbulencia mecánica, siendo la altura final la más elevada de las dos. La altura para procesos convectivos la estiman como:

$$h \theta_s(h) - \int_0^h \theta_s dz = (1 + 2A) \int_0^t \overline{w' \theta'}_0 d\tau \quad (3.3)$$

donde  $\theta_s$  representa al perfil de temperatura potencial al amanecer,  $A$  es una constante con valor 0.2,  $\overline{w' \theta'}_0$  es el flujo turbulento vertical cinemático de calor sensible en superficie. Para la turbulencia mecánica, la expresión de  $h$  depende de la velocidad de fricción  $u^*$ :

$$h^2 \theta_s(h) - 2 \int_0^h z \theta_s dz = 2 \frac{bT_0}{g} \int_0^t u^{*3} d\tau \quad (3.4)$$

donde  $b = 2.5$  y  $T_0$  es la temperatura de superficie.

La expresión propuesta por Batchvarova y Gryning (1990) es:

$$\left\{ \left( \frac{h}{(1 + 2A)h + 2bkL} \right) + \left( \frac{Cu^{*2} T}{\gamma g[(1 + A)h - bkL]} \right) \right\} \frac{dh}{dt} = \frac{\overline{w' \theta'}_0}{\gamma} \quad (3.5)$$



siendo  $\gamma$  el gradiente de temperatura potencial por arriba de la capa límite interna,  $A = 0.2$ ,  $b = 2.5$  y  $C=8$ , en la cual no consideran a la subsidencia. Posteriormente Gryning y Batchvarova (1994) agregan este efecto en la ecuación:

$$\left\{ \left( \frac{h}{(1 + 2A)h + 2bkL} \right) + \left( \frac{Cu^{*2} T}{\gamma g[(1 + A)h - bkL]} \right) \right\} \left( \frac{dh}{dt} - w_s \right) = \frac{\overline{w' \theta'_0}}{\gamma} \quad (3.6)$$

siendo  $w_s$  la velocidad media vertical del aire en el tope de la capa de mezcla, que en general es considerada como la velocidad de subsidencia cambiada de signo.

Utilizando observaciones realizadas en el norte de Italia, Faggian et al (1997) encuentran que las metodologías propuestas por Holtzworth, Carson y Barchvarova y Gryning calculan adecuadamente las alturas de la tarde y mañana, tanto en un día soleado como en un día con cielo cubierto, mientras que el modelo de la caja subestima las alturas.

### 3.3. ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE CONVECTIVA EN ALGUNOS SITIOS LA REPÚBLICA ARGENTINA

Utilizando la información observada en superficie y en altura durante los años 1972 - 1982 (11 años) en 8 estaciones sinópticas de observación en altitud se obtuvieron los valores diarios de altura máxima de capa límite convectiva (H). Para ello se utilizó el método de la parcela de superficie sin considerar advección horizontal y subsidencia (Holzworth, 1967). Se utilizaron los datos de los sondeos diarios de las 12 HMG en niveles estándares de presión, representativo de la mañana y la temperatura máxima diaria en superficie. Como esta metodología supone que los cambios en el perfil vertical de temperatura ocurren únicamente como consecuencia de calentamiento de la atmósfera desde superficie, no pueden ser considerados aportes de calor como el de la liberación de calor latente y por lo tanto se descartaron para el cálculo los días con precipitación.

Las estaciones utilizadas y su ubicación geográfica son las siguientes:

<b>Estación</b>	<b>Altura s/mar (m)</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>
<b>Salta</b>	1226	24° 51' S	65° 29' W
<b>Resistencia</b>	52	27° 27' S	59° 03' W
<b>Córdoba</b>	474	31° 19' S	64° 13' W
<b>Mendoza</b>	704	32° 50' S	68° 47' W
<b>Ezeiza</b>	20	34° 40' S	58° 32' W
<b>Santa Rosa</b>	189	36° 34' S	64° 16' W
<b>Neuquén</b>	270	38° 57' S	68° 08' W
<b>Comodoro</b>	61	45° 47' S	67° 30' W
<b>Rivadavia</b>			

### **3.3.1. Descripción de las estaciones**

Es necesario conocer aproximadamente el entorno de las estaciones meteorológicas elegidas, ya que en pasos posteriores a los actualmente presentados, será necesario determinar el valor de la longitud de rugosidad del terreno.

La siguiente información surge de un asesoramiento prestado por la inspección de Estaciones Meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional.

La estación Salta Aero está situada en un valle, en el cual se ubica longitudinalmente el aeródromo. Aproximadamente a 150 m de la estación meteorológica se encuentran los hangares de aviones. La edificación principal se encuentra a unos 250 m y no tiene arboledas cercanas.

La estación Resistencia Aero tiene un pequeño grupo de árboles de la especie comúnmente conocida como Paraíso de aproximadamente 2 a 3 m de altura que rodean a la estación. La edificación del aeropuerto se encuentra aproximadamente a 800 m de la estación.

La estación Córdoba Aero no tiene sierras cercanas. Está rodeada por árboles cuya altura oscila entre 8 a 10 m de altura, los cuales se ubican a unos 60 m de distancia de la estación. A 160 m de la misma, se encuentran tanques de combustible de aproximadamente 4 m de altura. La edificación del aeropuerto se encuentra a 250 m.

La estación Mendoza Aero posee una arboleda de 6 m de altura que bordean todo el camino de acceso al aeropuerto y se encuentra a unos 80 m de la estación. La edificación principal se encuentra muy alejada de la estación.

La estación Ezeiza Aero está bordeada únicamente por las pistas de aterrizaje y despegue. No tiene arboledas cercanas y la edificación más cercana se encuentra ubicada aproximadamente a 600 m.

La estación Santa Rosa Aero está rodeada por árboles de aproximadamente 10 m de altura. Se ha detectado que esto afecta al sensor de vientos produciendo un desvío en la dirección del viento de hasta 20°. La edificación principal del aeródromo se encuentra a unos 60 ó 70 m de distancia de la estación.

La estación Neuquén Aero se encuentra totalmente libre de arboledas cercanas y de edificación. En esta estación es importante la topografía compleja de la región en la cual está ubicada.

La estación Comodoro Rivadavia Aero tiene árboles frutales cercanos, pero que no sobrepasan la altura de la estación. La edificación principal del aeropuerto está alejada de la estación.

### **3.3.2 Información Meteorológica**

La información meteorológica utilizada corresponde al Servicio Meteorológico Nacional, la cual fue entregada ya digitalizada. Se realizó una consistencia de los datos observados en superficie en base a extremos presentados en las Estadísticas Climatológicas 1970-1980 (SMN, 1986) verificando así que la información utilizada no sobrepasara los rangos observados en esa década. Para la información faltante tanto de altura como de superficie, no se hizo relleno alguno, ya que no se consideró el día para el cálculo.

### **3.3.3. Resultados obtenidos**

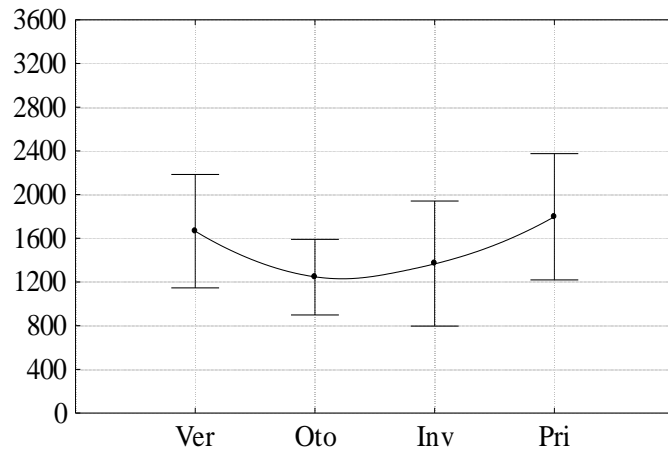
#### **3.3.3.1. Salta**

En Salta existen dos estaciones bien diferenciadas en el régimen de precipitación. El verano es lluvioso, mientras que el invierno es la estación seca. En los 11 años de información hay 4018 días disponibles para el cálculo de H. En Salta durante ese período hubo 1062 días con precipitación, los cuales fueron descartado del cálculo. En el caso de la información aerológica hubo en total 153 días sin información, de los cuales 104 coincidieron con días sin precipitación. Se pudieron calcular 2850 alturas de

capa límite convectiva, y en 2 casos no se pudo encontrar el tope de la capa límite. En la Figura 3.3 se observa que el valor medio estacional mínimo de H se produce en el otoño (1244 m) mientras que el máximo se presenta en primavera (1797 m). Igual comportamiento tiene la desviación estándar (347 m en otoño y 578 m en primavera). Durante la primavera se registran las temperaturas máximas más elevadas del año, ya que en el verano si bien se produce una mayor frecuencia de ocurrencia de temperaturas elevadas, la mayor ocurrencia de precipitación y de cantidad de cielo cubierto impide el ingreso de radiación directa de onda corta, con lo cual la temperatura máxima es inferior a la de la primavera. Aún así, las distribuciones de temperaturas máximas por rangos (Tabla 3.I) muestran que no existe una diferenciación estacional de este parámetro muy importante. Las tablas que contienen las distribuciones de temperaturas máximas por rangos se encuentran al final de este capítulo. Los valores medianos estacionales también tienen un mínimo en otoño y un máximo en primavera, pero el intervalo intercuartílico presenta su mínimo en otoño y el máximo en verano debido a la mayor frecuencia de ocurrencia de temperaturas elevadas (ver Figura 3.4).

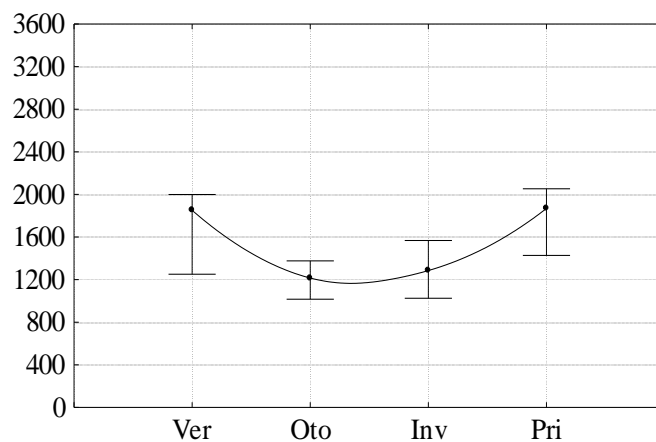
Tabla 3.II: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Salta Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	466	665	934	785	2850
<b>Promedio</b>	1665	1244	1369	1797	1506
<b>Mediana</b>	1851	1212	1288	1868	1388
<b>D. Estandar</b>	519	347	572	578	567
<b>Mínimo</b>	477	239	234	195	195
<b>Máximo</b>	4605	3117	4579	4619	4619
<b>Interv.</b>	747	359	541	626	779
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.74	0.79	1.92	1.10	1.31
<b>Curtosis</b>	2.23	1.73	6.97	3.86	4.02

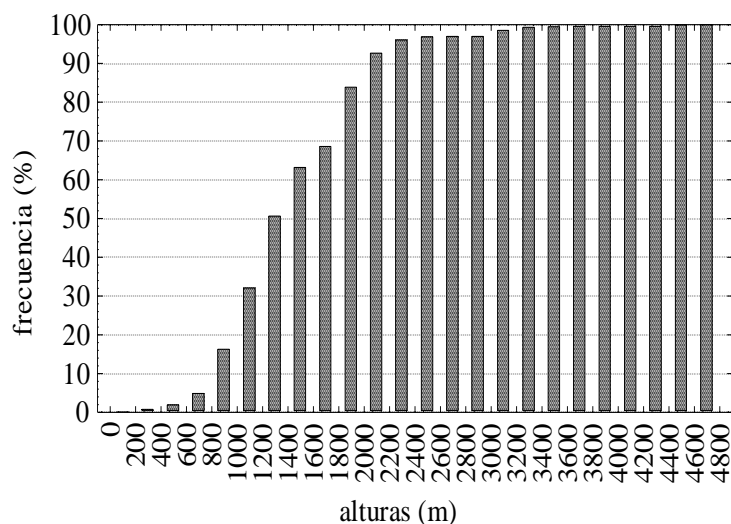


**Figura 3.3:** Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en la estación Salta Aero (Unidad: m).

Se observa a partir de la distribución de frecuencias relativas de H en rangos de 200 m para el período anual (Figura 3.5) que el 90 % de los casos tienen valores por debajo de 2000 m de altura. Sólo un 5 % de los casos de todo el período 72-82 supera alturas de 2500 m.



**Figura 3.4:** Valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Salta Aero (unidad: m).



**Figura 3.5:** Frecuencias relativas acumuladas anuales de alturas máximas de capa límite convectiva en Salta Aero.

### 3.3.3.2. Resistencia

En Resistencia, en el período de años 72-82 se han producido 1108 días con precipitación. La cantidad de días con lluvia se distribuye con un máximo en verano y un mínimo en invierno, pero no hay una marcada diferencia estacional. También, existen 176 días con sondeo de 12 HMG faltantes, de los cuales 102 ocurren en días sin precipitación, reduciendo en este valor la cantidad de días con posibilidad de cálculo. En 7 ocasiones no pudo encontrarse el tope de la capa límite convectiva.

El valor medio estacional mínimo se produce en el invierno (1047 m) mientras que el máximo se observa en el verano (1525 m). Las desviaciones estándares mínimas estacionales tienen también el mínimo en invierno y el máximo en verano (Figura 3.6). El valor mediano estacional y el intervalo intercuartílico estacional tienen también un mínimo en invierno y el máximo en verano (Figura 3.7).

Tabla 3.IV: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Resistencia Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	670	714	715	702	2801
<b>Promedio</b>	1525	1215	1047	1333	1276
<b>Mediana</b>	1479	1130	1011	1272	1178
<b>D. Estándar</b>	541	443	414	516	510
<b>Mínimo</b>	186	130	84	36	36
<b>Máximo</b>	3288	3107	3167	3340	3340
<b>Interv.</b>	860	535	403	572	563
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.54	0.43	0.69	0.67	0.68
<b>Curtosis</b>	0.95	0.08	2.23	1.40	1.18

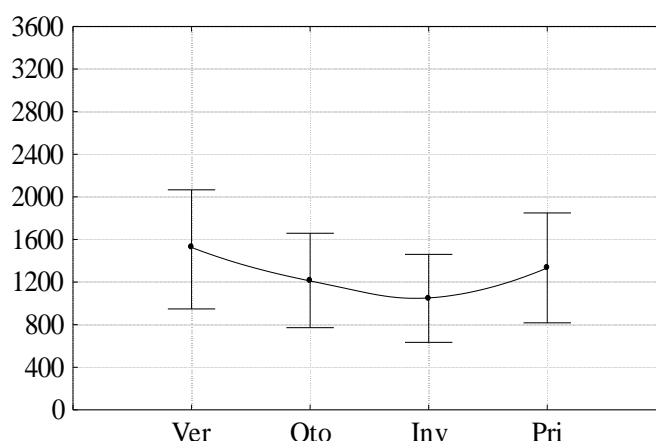
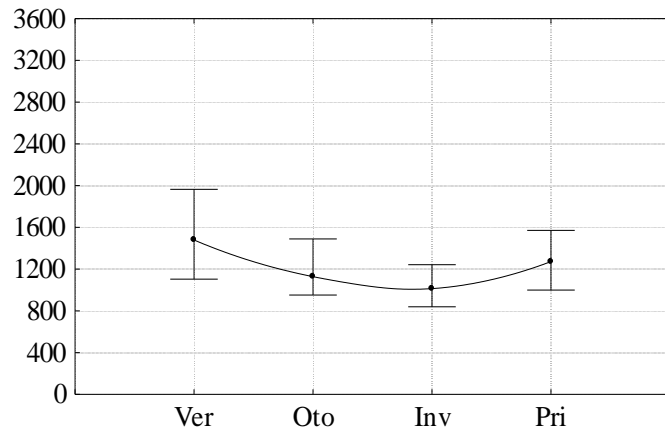


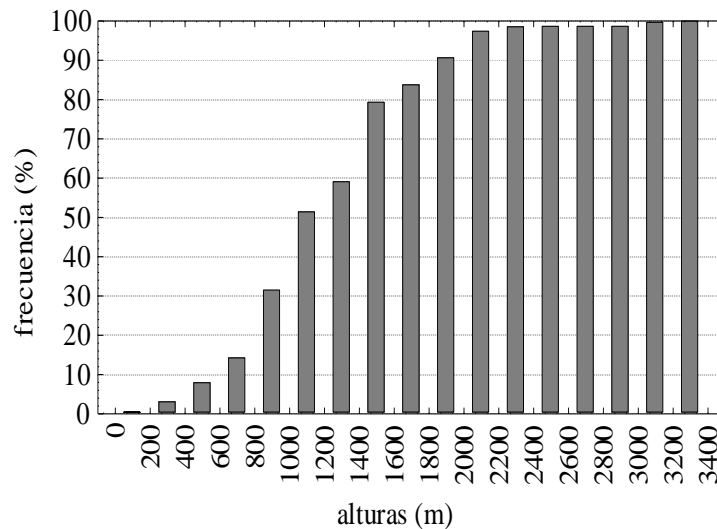
Figura 3.6: Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Resistencia Aero (Unidad: m).

A partir de la distribución de frecuencias relativas de alturas máximas de capa límite convectiva por rangos de 200 m, se puede observar que el 90 % de los casos tiene alturas menores a 1800 m, mientras que sólo un 2 % de los casos supera los 2500 m de altura (Figura 3.8).





**Figura 3.7:** Valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Resistencia Aero (Unidad: m).



**Figura 3.8:** Frecuencias relativas acumuladas anual de altura máxima de capa límite convectiva en Resistencia Aero.

### 3.3.3.3. Córdoba

Esta estación meteorológica tiene un comportamiento similar al de Salta en cuanto al régimen de precipitación con una estación lluviosa (verano) y una estación seca (invierno). Sin embargo, la cantidad de días en todo el período con precipitación es aproximadamente el 20 % menor que en Salta. El total de días con precipitación en el período 72-82 fue de 920, mientras que la cantidad de sondeos faltantes en esta estación

es elevado (364 sondeos en días sin precipitación y 494 en total). En 29 casos no se pudo encontrar el tope de la capa límite. En la Figura 3.9 se observa que en esta estación el valor medio estacional tiene su mínimo en invierno (1180 m) y el máximo en primavera (1741 m). La desviación estandar estacional es máxima en primavera y mínima en otoño.

Tabla 3.VI: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Córdoba Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	567	675	787	676	2705
<b>Promedio</b>	1694	1312	1180	1741	1461
<b>Mediana</b>	1630	1275	1126	1673	1522
<b>D. Estándar</b>	518	418	441	565	543
<b>Mínimo</b>	148	36	108	216	36
<b>Máximo</b>	4039	2877	3843	4079	4079
<b>Interv.</b>	323	542	606	421	628
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.75	0.30	0.79	0.70	0.74
<b>Curtosis</b>	1.55	0.98	3.03	1.64	1.64

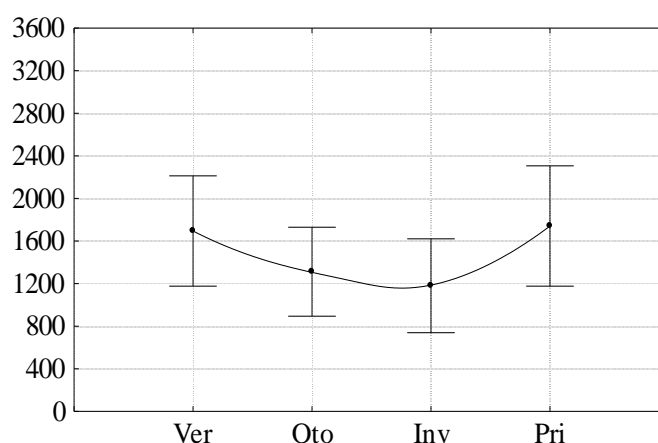
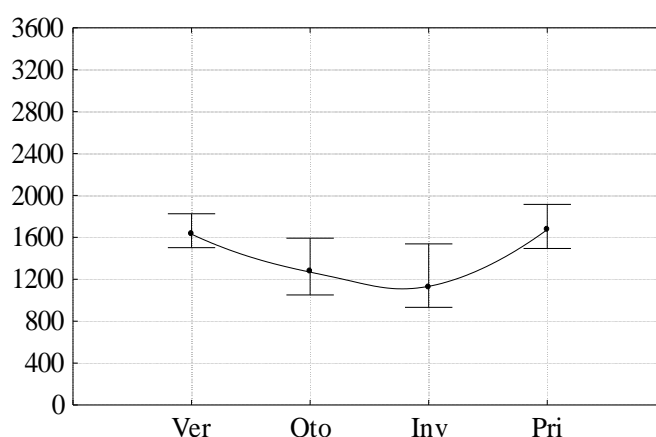
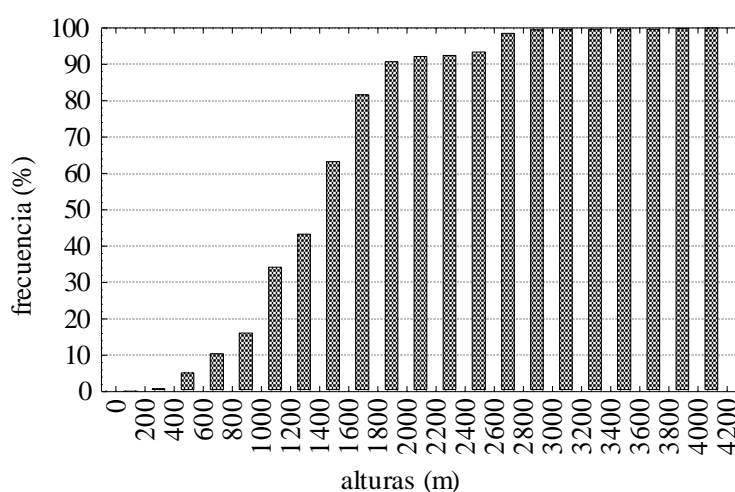


Figura 3.9: Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Córdoba Aero (Unidad: m).

La mediana estacional (Figura 3.10) tiene un comportamiento similar al de la media, pero el intervalo intercuartílico es máximo en invierno (606 m) mientras que es mínimo en verano (323 m) posiblemente debido a una menor cantidad de cobertura nubosa en el invierno, que produce un rango más amplio de temperaturas máximas en superficie. El rango de temperaturas máximas observadas en superficie varía entre 4 °C y 34 °C (ver Tabla 3.V), mientras que en verano las temperaturas máximas oscilan entre los 20 °C y 42 °C.



**Figura 3.10:** Valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Córdoba Aero (Unidad: m).



**Figura 3.11:** Frecuencias relativas acumuladas anual de alturas máximas de capa límite convectiva en Córdoba Aero.

La distribución de frecuencias relativas anual (Figura 3.11) muestra que el 90 % de los casos tienen alturas inferiores a los 2000 m, mientras que un 7 % de las alturas calculadas supera los 2500 m.

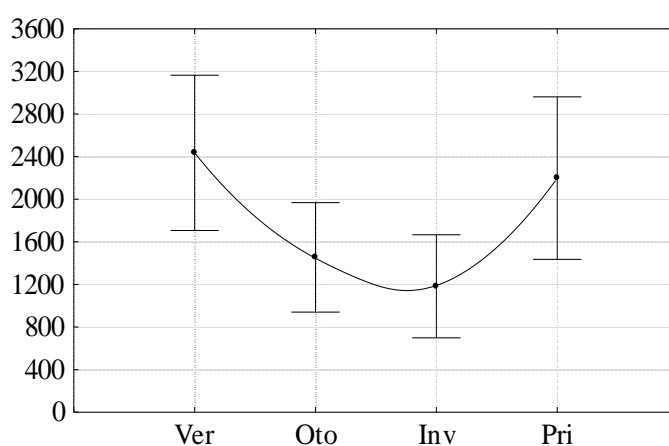
### 3.3.3.4 Mendoza

Esta es la estación meteorológica con menor cantidad de días con precipitación (432) en el período 72-82. También es junto con Neuquén y Comodoro Rivadavia una estación con poca precipitación, comparativamente con las otras. Tiene 141 sondeos faltantes en días sin precipitación, lo cual conduce a que sea la estación con mayor cantidad de alturas calculadas (3387). En 58 casos no pudo establecerse la posición del tope de la capa límite. En esta estación se produce un mayor aporte de radiación solar (ver Crivelli y Pedregall, 1974) que junto con la menor nubosidad, hacen que los valores medios estacionales sean comparativamente mayores a los de las estaciones analizadas. El valor medio estacional mínimo se produce en invierno (1183 m) al igual que su desviación estándar, mientras que el máximo se produce en verano (2436 m) (Figura 3.12). La desviación estándar es mayor en primavera que en verano.

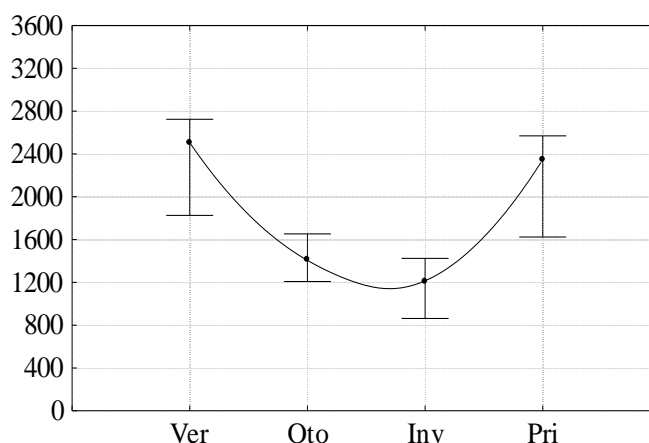
Tabla 3.VIII: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Mendoza Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	795	831	894	867	3387
<b>Promedio</b>	2436	1454	1183	2198	1803
<b>Mediana</b>	2505	1412	1209	2348	1592
<b>D. Estándar</b>	729	514	484	763	816
<b>Mínimo</b>	614	37	68	71	37
<b>Máximo</b>	5200	3808	4782	6505	6505
<b>Interv.</b>	897	445	561	946	1165
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.44	0.66	1.20	0.87	0.79
<b>Curtosis</b>	0.81	1.46	5.49	2.30	0.97

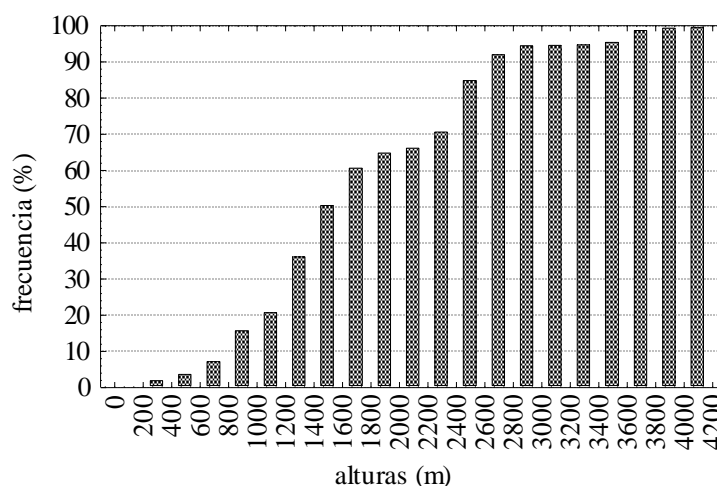
La mediana estacional tiene un comportamiento similar al de la media estacional, pero es de menor valor. El intervalo intercuartílico estacional es mínimo en otoño y máximo en primavera (Figura 3.13). Sin embargo, tanto durante el otoño como en la primavera el rango de temperaturas máximas en superficie es sumamente amplio (aproximadamente 30 °C)(Tabla 3.VII).



**Figura 3.12:** Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Mendoza Aero (Unidad: m).



**Figura 3.13:** Valores medianos e intervalo intercuartílico estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Mendoza Aero (Unidad: m).



**Figura 3.14:** Frecuencias relativas acumuladas anual de alturas máximas de capa límite convectiva en Mendoza Aero.

En la distribución de frecuencias relativas anual, se observa que en esta estación el 65 % de los casos tiene alturas máximas de capa límite convectiva menores a 2000 m, mientras que el 15 % de los casos superan la altura de 2500 m (Figura 3.14).

### 3.3.3.5 Ezeiza

De un total de 4018 días disponibles, en Ezeiza se produjeron 1026 días con precipitación en el período en estudio. En esta estación meteorológica la cantidad de días con precipitación media estacional es bastante homogénea. Se presentan además 40 sondeos faltantes en días sin precipitación y durante el mes de junio de 1976 no operó la estación de superficie (30 días). En 25 casos no se pudo determinar la posición del tope de la capa límite. El número total de casos calculados fue 2897.

En las Figuras 3.15 y 3.16 se observan los valores medios estacionales y sus respectivas desviaciones estándares y los valores medianos estacionales junto con los intervalos intercuartílicos. Ezeiza es la estación meteorológica de todas las analizadas en este trabajo, que presenta las menores alturas máximas de capa límite convectiva. Tiene el valor medio mínimo en invierno (834 m) mientras que el valor máximo es de 1524 m. El valor mediano estacional también es mínimo en invierno y máximo en verano, al igual que el intervalo intercuartílico. En esta estación meteorológica al igual que en Mendoza se observa una marcada diferencia entre las estaciones del año, con

superposiciones en la distribución de temperaturas máximas en el otoño y primavera y máximos y mínimos en verano e invierno, respectivamente (Tabla 3.IX). En Salta, Resistencia y Córdoba no existe una diferencia estacional tan marcada.

Tabla 3.X: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Ezeiza Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	716	753	700	728	2897
<b>Promedio</b>	1524	1121	850	1237	1184
<b>Mediana</b>	1512	1057	834	1104	1077
<b>D. Estándar</b>	547	438	365	512	528
<b>Mínimo</b>	286	84	63	124	63
<b>Máximo</b>	3380	2420	2968	4123	4123
<b>Interv.</b>	877	629	445	559	681
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.55	0.36	0.79	1.02	0.80
<b>Curtosis</b>	0.82	0.15	2.01	2.34	1.22

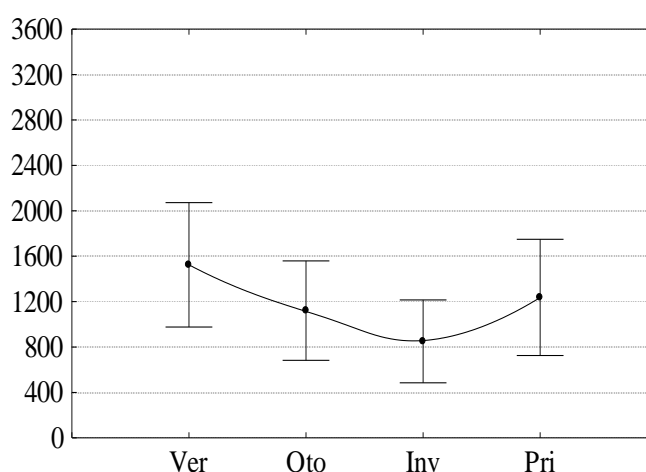
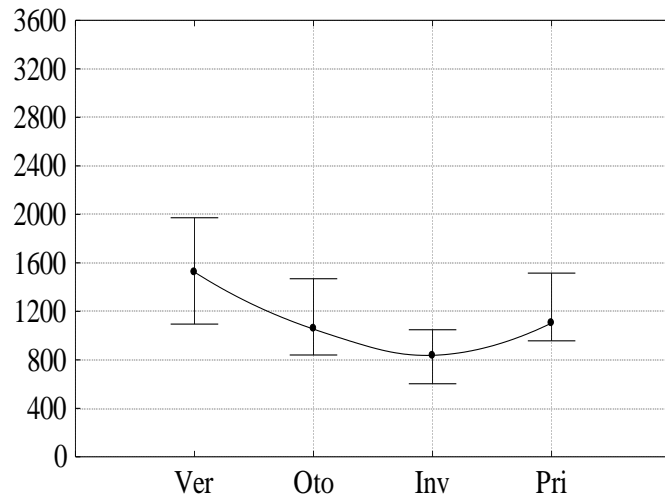
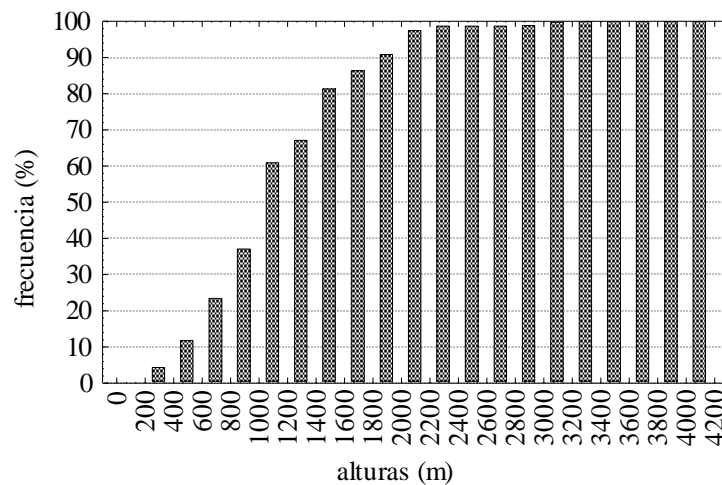


Figura 3.15: Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Ezeiza Aero (Unidad: m).



**Figura 3.16:** Valores medianos e intervalo intercuartílico estacionales de alturas máximas de capa límite convectiva en Ezeiza Aero (Unidad: m).



**Figura 3.17:** Frecuencia relativa acumulada anual de alturas máximas de capa límite convectiva en Ezeiza Aero.

En la Figura 3.17 se observa la distribución de frecuencias relativas anual de H en rangos de 200 m. El 90 % de los casos tienen alturas inferiores a 2000 m, mientras que sólo un 2 % de la información supera los 2500 m.

### 3.3.3.6 Santa Rosa

En Santa Rosa llovió 806 días durante el período de estudio y el régimen de precipitación tiene un mínimo en invierno y un máximo en verano. Se producen 363



casos de sondeos faltantes en días sin precipitación y la cantidad de casos en los cuales no se pudo encontrar la capa límite fue 5.

Tabla 3.XII: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Santa Rosa Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	689	749	849	755	3042
<b>Promedio</b>	2183	1339	1161	1912	1623
<b>Mediana</b>	1973	1318	1126	1837	1476
<b>D. Estándar</b>	796	532	499	738	767
<b>Mínimo</b>	279	136	34	343	34
<b>Máximo</b>	5694	3184	3887	5346	5694
<b>Interv.</b>	1133	906	605	753	909
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.69	0.54	0.64	0.88	0.94
<b>Curtosis</b>	0.72	0.32	1.49	1.06	1.31

En las Figuras 3.18 y 3.19 se puede observar que tanto los valores medios estacionales como medianos estacionales en Santa Rosa Aero tienen su mínimo en invierno y su máximo en verano.

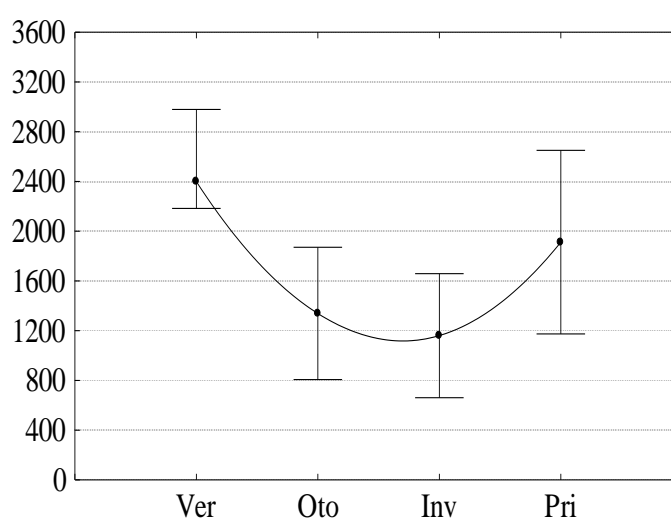
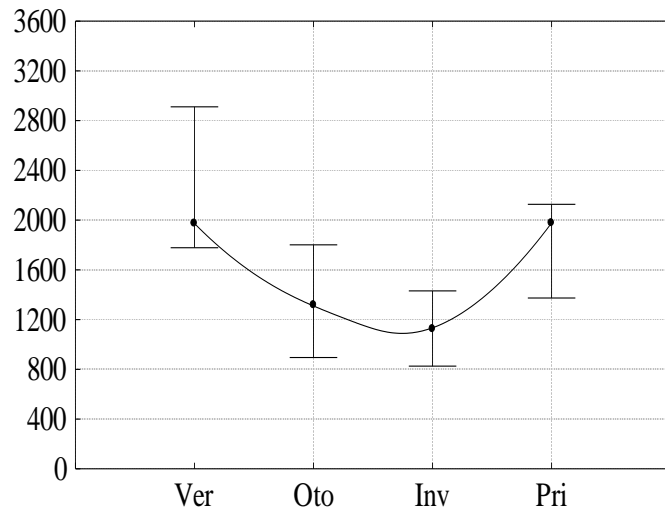
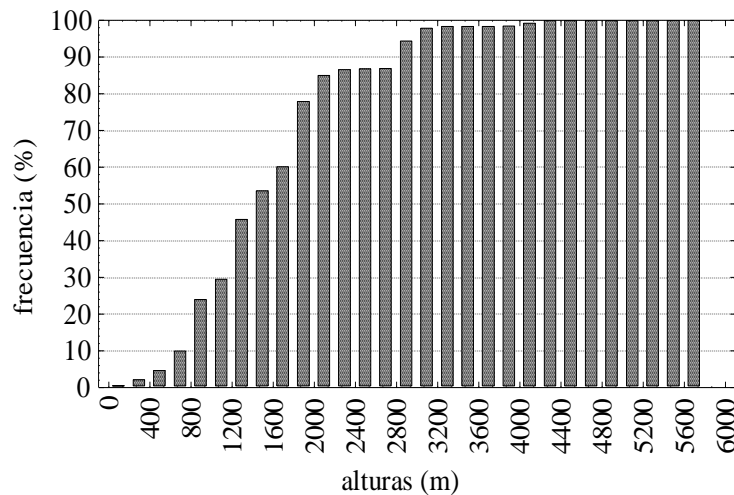


Figura 3.18: Valores medios y desviaciones estándares estacionales de alturas máximas de capa límite convectiva en Santa Rosa Aero (Unidad: m).



**Figura 3.19:** Valores medianos e intervalo intercuartílico estacional de alturas máximas de capa límite diurna en Santa Rosa Aero (Unidad: m).



**Figura 3.20:** Frecuencia relativa acumulada anual de alturas máximas de capa límite diurna en Santa Rosa Aero.

El intervalo intercuartílico es máximo en verano (1133 m), demostrando una amplia distribución de alturas por arriba del valor mediano (Figura 3.19). La distribución de temperaturas máximas en superficie muestra un régimen de 4 estaciones bien diferenciadas (Tabla 3.XI).

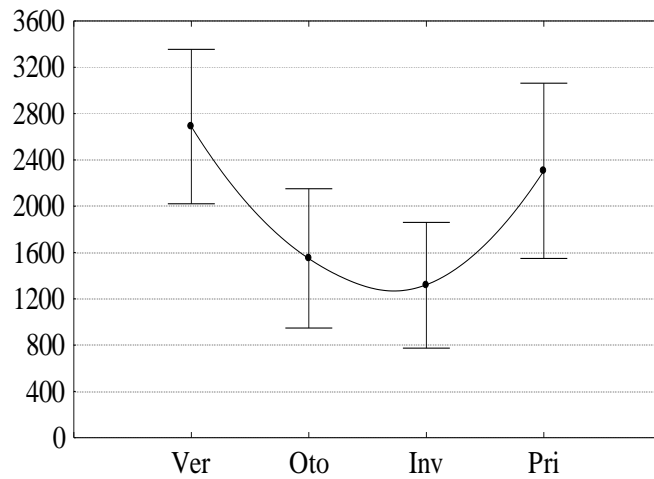
De la distribución anual de frecuencias relativas se puede observar que el 78 % de los casos tiene alturas de capa límite convectiva inferiores a los 2000 m, mientras que el 14 % supera los 2500 m (Figura 3.20).

### 3.3.3.7 Neuquén

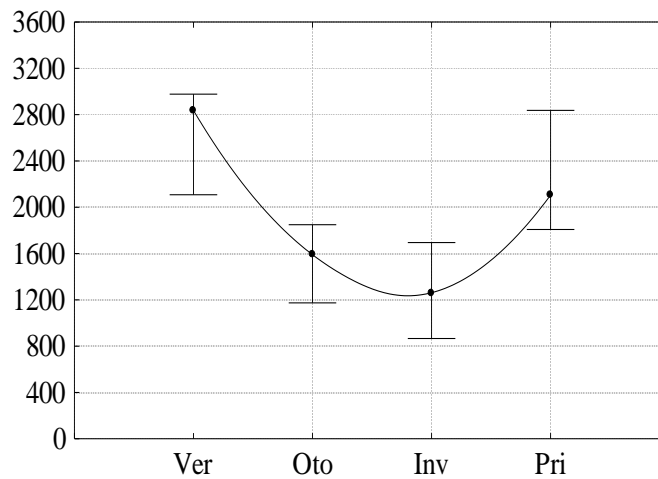
En Neuquén se producen 605 días durante el período 1972-82 con precipitación (aproximadamente el 50 % de Resistencia). Este régimen de precipitación responde a su posición geográfica y la altura en la cual está ubicada la estación. La cantidad de sondeos faltantes en días sin precipitación es como en el caso de Córdoba elevado (363) y hay un total de 5 casos en los cuales no se puede determinar la posición del tope de la capa límite. En la Tabla 3.XIV se presentan los estadísticos estacionales con un valor medio estacional máximo en verano y mínimo en invierno, pero la desviación estándar tiene su máximo en primavera y el mínimo en invierno (Figura 3.21). El valor mediano es máximo en verano y mínimo en invierno (Figura 3.22). En esta estación meteorológica se encuentran los valores máximos estacionales más elevados de la Argentina a lo largo de todo el año. También, a diferencia de las demás, en Neuquén Aero, el valor mediano estacional supera al valor medio estacional tanto en verano como otoño, mientras que en invierno y primavera es de menor valor. El intervalo intercuartílico es máximo en primavera y mínimo en otoño. La distribución de temperaturas máximas en superficie muestra un régimen de 4 estaciones bien diferenciadas (Tabla 3.XIII).

Tabla 3.XIV: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Neuquen Aero correspondiente a los años 1972-1982. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	762	730	733	820	3045
<b>Promedio</b>	2688	1552	1318	2306	1983
<b>Mediana</b>	2837	1594	1258	2106	1856
<b>D. Estándar</b>	667	604	543	757	853
<b>Mínimo</b>	738	140	168	238	140
<b>Máximo</b>	5425	3854	5460	5395	5425
<b>Interv.</b>	869	675	829	1029	1495
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.31	0.54	1.04	0.38	0.44
<b>Curtosis</b>	0.55	0.20	3.82	0.28	0.14

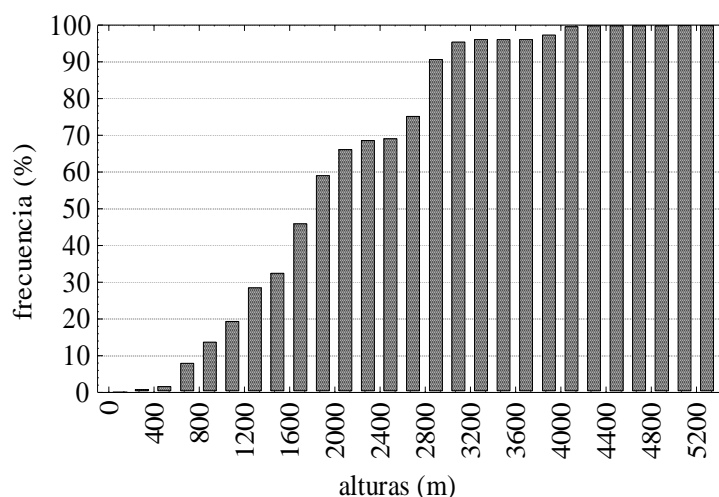


**Figura 3.21:** Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Neuquén Aero (Unidad: m).



**Figura 3.22:** Valores medianos e intervalo intercuartílico estacional de alturas máximas de capa límite convectiva en Neuquén Aero (Unidad: m).

En la distribución de frecuencias relativas de altura máxima de capa límite convectiva por rangos cada 200 m se observa que el 90 % de la información tiene alturas por debajo de 3000 m, mientras que las mayores que 2500 m son aproximadamente el 30% (Figura 3.23).



**Figura 3.23:** Frecuencia relativa acumulada anual de alturas máximas de capa límite convectiva en Neuquén Aero.

### 3.3.3.8 Comodoro Rivadavia

En esta estación meteorológica llueve 698 días durante el período considerado. Tiene un total de 108 sondeos faltantes en días sin precipitación y en 66 casos no fue factible determinar la posición del tope de la capa límite.

Comodoro Rivadavia tiene un valor medio mínimo estacional de altura máxima de capa límite convectiva en invierno (1056 m) y su máximo en verano (2399 m). La desviación estándar tiene un máximo en primavera y un mínimo en invierno, siendo estos valores los más elevados de todas las estaciones estudiadas (Figura 3.24). El valor mediano estacional es mínimo en invierno y máximo en verano, siendo el intervalo intercuartílico mínimo también en invierno y máximo en primavera (Figura 3.25). En esta estación meteorológica también la precipitación mensual no tiene valores muy elevados y la estación del año más seca es la primavera. Al igual que en las otras estaciones de mayor latitud, la distribución de temperaturas máximas en superficie muestra un régimen de 4 estaciones bien diferenciadas (Tabla 3.XV).

Tabla 3.XVI: Estadísticos estacionales y anual de altura máxima de capa límite convectiva en Comodoro Rivadavia Aero correspondiente a los años 1972-1982.

Unidad: metros.

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	816	774	729	827	3146
<b>Promedio</b>	2399	1545	1056	2103	1800
<b>Mediana</b>	2260	1424	895	1978	1825
<b>D. Estándar</b>	901	761	677	919	971
<b>Mínimo</b>	150	43	33	100	33
<b>Máximo</b>	5585	5455	5207	6593	6593
<b>Interv.</b>	1113	1009	807	1454	1343
<b>Intercuart.</b>					
<b>Asimetría</b>	0.23	0.88	1.67	0.52	0.61
<b>Curtosis</b>	0.28	1.40	5.62	0.55	0.23

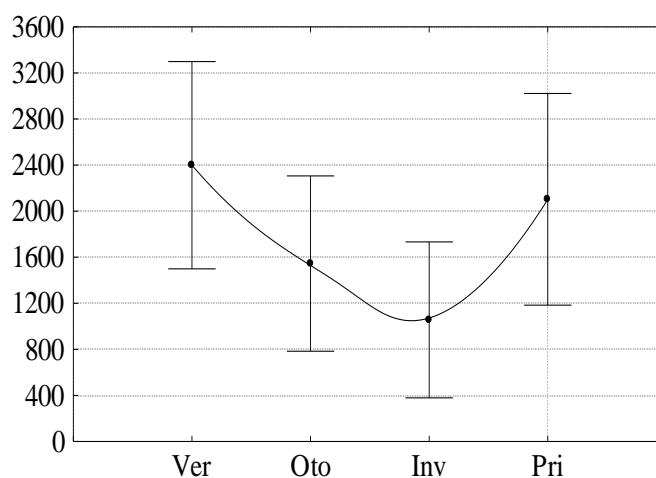
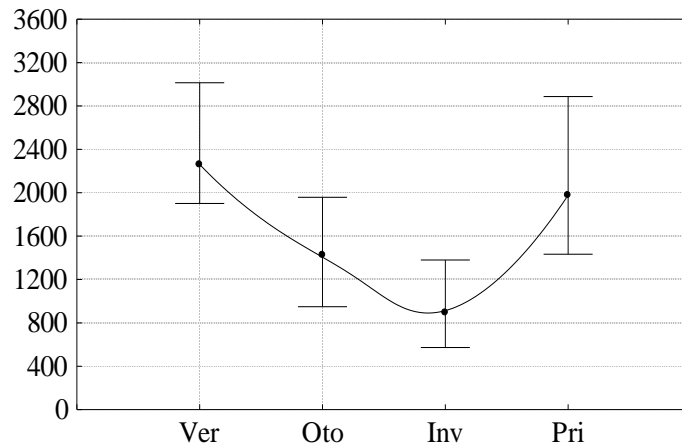
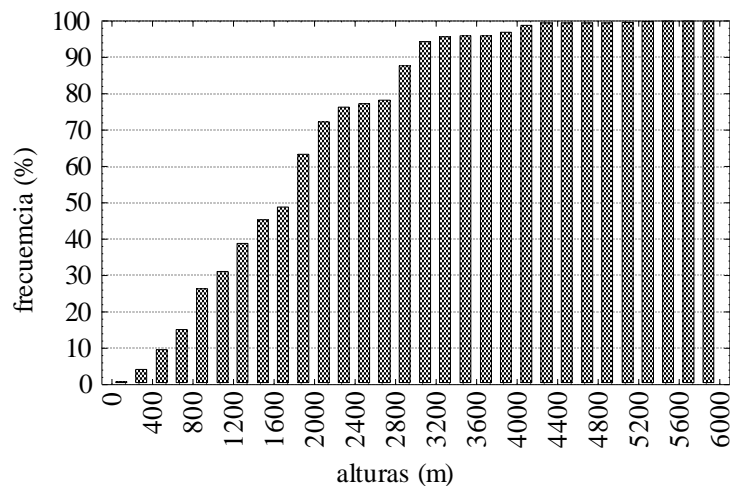


Figura 3.24: Valores medios y desviaciones estándares estacionales de altura máxima de capa límite convectiva en Comodoro Rivadavia Aero (Unidad: m).



**Figura 3.25:** Valores medianos e intervalo intercuartílico estacional de alturas máximas de capa límite convectiva en Comodoro Rivadavia Aero (Unidad: m).



**Figura 3.26:** Frecuencias relativas acumuladas anual de alturas máximas de capa límite convectiva en Comodoro Rivadavia Aero.

En la Figura 3.26, se puede observar que las alturas se distribuyen con un máximo de ocurrencia en el intervalo [1800 m,2000 m). El 90 % de los casos tiene alturas por debajo de aproximadamente 3100 m, mientras que casi el 20 % de las alturas se distribuyen por encima de los 2500 m.

### 3.3.4. Conclusiones

Se observa que la altura máxima media y mediana de la capa límite diurna de las estaciones analizadas tienen un régimen estacional con un valor máximo en primavera o

verano y otro mínimo en invierno (excepto en Salta que se produce en el otoño). La diferencia entre máximo y mínimo estacional tiende a amplificarse a medida que aumenta la latitud, con excepción de Ezeiza que tiene un comportamiento similar a Resistencia. Las estaciones con mayores desviaciones estándares son Comodoro Rivadavia, Santa Rosa, Mendoza y con un valor menor en Ezeiza. Puede observarse que a medida que aumenta la latitud, las distribuciones, si bien no son normales, tienden a acumularse hacia rangos de alturas mayores. Todos los casos tienen distribuciones asimétricas con asimetría positiva. No se observa “a priori” que exista algún efecto de la cordillera en el comportamiento estacional de la altura de la capa límite diurna en las estaciones cercanas a ella (Salta, Mendoza y Neuquén) respecto de las que no lo están.



*Tabla 3.I:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Salta.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.2	0.0
4-6	0.0	0.0	0.4	0.0
6-8	0.0	0.0	1.1	0.0
8-10	0.0	0.0	1.4	0.2
10-12	0.0	1.0	4.4	1.0
12-14	0.0	1.9	5.8	1.2
14-16	0.0	3.3	7.4	2.2
16-18	0.2	6.2	9.7	4.2
18-20	0.8	11.2	11.7	4.2
20-22	2.5	16.6	12.3	7.6
22-24	7.1	20.0	13.5	12.8
24-26	13.7	19.0	11.7	14.4
26-28	24.1	13.7	9.6	13.4
28-30	27.6	5.3	5.7	16.4
30-32	16.4	1.5	3.6	10.6
32-34	5.6	0.0	1.5	6.1
34-36	1.9	0.1	0.2	3.7
36-38	0.0	0.0	0.0	1.5
38-40	0.2	0.0	0.0	0.1
40-42	0.0	0.0	0.0	0.0
42-44	0.0	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.III:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Resistencia.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.0	0.0
4-6	0.0	0.0	0.0	0.0
6-8	0.0	0.0	0.1	0.0
8-10	0.0	0.0	0.4	0.0
10-12	0.0	0.0	1.2	0.0
12-14	0.0	0.0	4.6	0.0
14-16	0.0	0.7	6.1	1.3
16-18	0.0	2.0	10.6	3.2
18-20	0.0	4.7	14.2	4.7
20-22	0.0	8.7	14.2	7.2
22-24	0.9	10.6	10.7	9.9
24-26	2.3	13.4	8.9	12.8
26-28	7.6	13.8	10.2	15.4
28-30	13.3	16.1	9.4	16.1
30-32	22.7	14.5	6.1	11.1
32-34	22.7	10.5	3.0	7.8
34-36	17.7	2.4	0.4	5.6
36-38	9.4	2.3	0.0	4.1
38-40	2.5	0.4	0.0	0.7
40-42	0.6	0.0	0.0	0.1
42-44	0.1	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.V:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Córdoba.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.0	0.0
4-6	0.0	0.0	0.3	0.0
6-8	0.0	0.0	0.7	0.1
8-10	0.0	0.1	2.9	0.4
10-12	0.0	0.7	5.5	0.3
12-14	0.0	1.6	7.9	1.0
14-16	0.0	3.3	12.4	2.3
16-18	0.5	4.6	13.7	5.8
18-20	0.3	9.3	15.3	9.0
20-22	1.4	12.8	14.6	10.4
22-24	5.3	14.4	11.6	15.7
24-26	9.2	15.9	6.2	14.4
26-28	18.1	16.0	5.3	13.4
28-30	19.7	13.4	2.2	12.5
30-32	20.0	5.0	1.2	7.0
32-34	15.3	1.7	0.1	4.2
34-36	6.4	0.9	0.1	2.8
36-38	3.0	0.0	0.0	0.9
38-40	0.9	0.0	0.0	0.0
40-42	0.0	0.0	0.0	0.0
42-44	0.0	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.VII:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Mendoza.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.1	0.0
2-4	0.0	0.0	0.5	0.0
4-6	0.0	0.0	1.1	0.2
6-8	0.0	0.1	1.8	0.3
8-10	0.0	0.3	3.7	0.1
10-12	0.0	0.6	6.9	0.7
12-14	0.0	1.9	11.9	1.1
14-16	0.0	4.5	17.7	3.4
16-18	0.1	7.8	21.7	4.2
18-20	0.5	13.9	14.3	8.7
20-22	0.6	14.7	10.2	9.5
22-24	2.7	12.0	5.3	12.1
24-26	3.9	13.1	2.8	13.5
26-28	10.2	11.7	1.3	14.5
28-30	17.3	8.5	0.4	13.9
30-32	21.4	7.2	0.0	9.2
32-34	20.8	3.1	0.1	5.8
34-36	14.8	0.2	0.0	1.7
36-38	6.0	0.3	0.0	1.1
38-40	1.7	0.0	0.0	0.0
40-42	0.1	0.0	0.0	0.0
42-44	0.0	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.IX:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Ezeiza.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.0	0.0
4-6	0.0	0.0	0.1	0.0
6-8	0.0	0.0	1.0	0.0
8-10	0.0	0.0	4.8	0.1
10-12	0.0	0.7	11.1	1.2
12-14	0.0	1.4	18.1	2.3
14-16	0.0	5.0	20.3	5.8
16-18	0.0	8.6	17.2	9.5
18-20	0.4	12.9	12.7	14.6
20-22	2.1	14.2	8.6	17.4
22-24	6.0	17.6	3.5	18.6
24-26	12.3	13.8	1.8	15.1
26-28	17.8	12.5	0.3	8.6
28-30	22.8	8.2	0.1	4.1
30-32	21.5	3.5	0.3	1.6
32-34	10.8	1.0	0.0	0.9
34-36	4.9	0.3	0.0	0.0
36-38	1.1	0.1	0.0	0.0
38-40	0.0	0.0	0.0	0.0
40-42	0.1	0.0	0.0	0.0
42-44	0.0	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.XI:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Santa Rosa.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.1	0.0
4-6	0.0	0.0	0.5	0.0
6-8	0.0	0.0	2.3	0.1
8-10	0.0	0.0	6.4	0.4
10-12	0.0	1.0	10.1	0.8
12-14	0.0	3.5	13.3	2.9
14-16	0.0	6.0	17.5	3.7
16-18	0.0	9.2	20.2	7.3
18-20	0.4	11.5	12.7	10.7
20-22	1.9	13.4	7.6	16.2
22-24	4.1	13.6	5.7	15.4
24-26	7.2	12.1	2.5	15.8
26-28	13.0	10.6	0.7	10.9
28-30	19.5	8.1	0.5	8.0
30-32	20.7	6.5	0.0	3.9
32-34	14.9	2.6	0.0	2.8
34-36	10.2	1.0	0.0	1.0
36-38	5.6	0.6	0.0	0.1
38-40	2.2	0.1	0.0	0.0
40-42	0.3	0.0	0.0	0.0
42-44	0.1	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.XIII:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Neuquén.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.0	0.0
2-4	0.0	0.0	0.2	0.0
4-6	0.0	0.0	1.7	0.1
6-8	0.0	0.0	4.0	0.1
8-10	0.0	0.5	7.9	0.4
10-12	0.0	1.9	13.7	2.7
12-14	0.0	3.5	21.1	3.8
14-16	0.0	3.9	19.2	7.9
16-18	0.2	10.7	12.6	12.3
18-20	0.2	10.2	8.8	14.3
20-22	0.8	10.2	4.7	16.7
22-24	3.1	13.7	4.7	13.9
24-26	6.9	12.5	1.1	12.9
26-28	12.5	11.9	0.1	7.7
28-30	19.7	6.9	0.1	4.1
30-32	19.3	5.3	0.0	1.9
32-34	17.8	3.0	0.0	0.9
34-36	13.5	1.4	0.0	0.2
36-38	4.9	0.1	0.0	0.1
38-40	0.9	0.0	0.0	0.0
40-42	0.1	0.0	0.0	0.0
42-44	0.1	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

*Tabla 3.XV:* Distribución de frecuencias de ocurrencia estacional de temperatura máxima en superficie en rangos de 2 °C en Comodoro Rivadavia.

Rango	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
0-2	0.0	0.0	0.3	0.0
2-4	0.0	0.0	1.9	0.0
4-6	0.0	0.0	7.0	0.1
6-8	0.0	0.8	9.8	0.4
8-10	0.0	2.9	14.6	2.7
10-12	0.0	5.3	19.6	3.8
12-14	0.1	10.1	18.1	7.9
14-16	1.3	12.1	17.3	12.3
16-18	2.9	12.0	7.2	14.3
18-20	5.7	14.1	3.0	16.7
20-22	11.2	13.2	1.3	13.9
22-24	13.5	10.7	0.1	12.9
24-26	17.4	9.1	0.0	7.7
26-28	16.5	6.0	0.0	4.1
28-30	13.9	2.2	0.0	1.9
30-32	9.8	0.8	0.0	0.9
32-34	4.5	0.5	0.0	0.2
34-36	2.6	0.1	0.0	0.1
36-38	0.6	0.1	0.0	0.0
38-40	0.0	0.0	0.0	0.0
40-42	0.0	0.0	0.0	0.0
42-44	0.0	0.0	0.0	0.0
44-46	0.0	0.0	0.0	0.0

### 3.4. CARACTERIZACIÓN REGIONAL DE LA ALTURA MÁXIMA DE CAPA LÍMITE CONVECTIVA

Con el objeto de analizar regionalmente el comportamiento estacional de la altura máxima de la capa límite convectiva, se analizaron cortes longitudinales de este parámetro para las estaciones ubicadas en la región este de nuestro país: Resistencia, Córdoba, Ezeiza, Santa Rosa y Comodoro Rivadavia. Asimismo, se analizaron las rosas de viento estacionales de 8 direcciones en cada estación meteorológica, para aquellos días en los cuales se pudo efectuar el cálculo de la altura de la capa límite convectiva (ver Tablas 3.XVII a 3.XXI al final del capítulo).

#### 3.4.1. Verano

Durante el verano las alturas máximas medias obtenidas en las estaciones seleccionadas varían entre 1524 m en Ezeiza y 2399 m en Comodoro Rivadavia. Las alturas aumentan de norte a sur, aunque se produce un mínimo relativo en Ezeiza. La altura máxima media en Resistencia tiene aproximadamente el mismo valor que en Ezeiza.

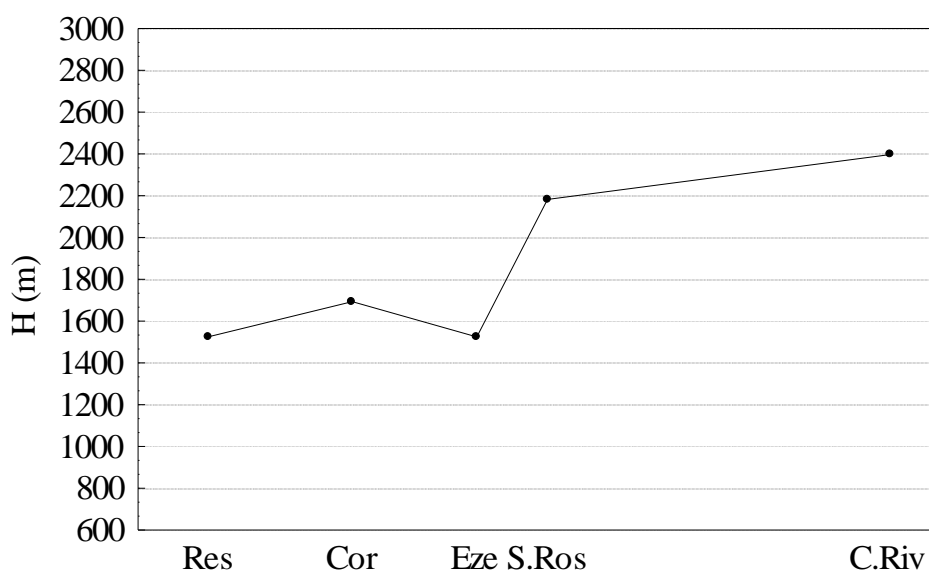


Figura 3.27: Alturas máximas medias de capa límite convectiva correspondientes a la estación verano.

Con el fin de encontrar posibles influencias de la dirección del viento sobre las alturas de la capa de mezcla se realizaron rosas de viento para los días en los que se calcularon

los mismos. De la Tabla 3.XIX de frecuencias relativas estacionales de direcciones de viento en superficie, se observa que en Ezeiza la dirección más frecuente es NE, contabilizándose el 45.5 % de casos en los cuales el viento a las 14 hs. provino desde el río (direcciones N + NE + E). En esta estación del año este efecto influye en el valor de la altura máxima de la capa límite convectiva debido a que los aportes de humedad modifican el sondeo, produciendo en general una disminución en el valor encontrado como tope de la capa límite (Ulke y Mazzeo, 1997). En Comodoro Rivadavia (Tabla XXI) la dirección de viento más frecuente es W (36.8%), siguiéndole en importancia la dirección E (23.0%). Durante el verano, la intensidad de viento en esta estación es mayor que en otras estaciones del año (ver SMN 1986). Esto produciría una mayor mezcla vertical debido al efecto mecánico, tendiendo el gradiente vertical de temperatura a ser adiabático. Luego, dada una determinada temperatura máxima en superficie, la altura de la capa límite será mayor. En Resistencia (Tabla 3.XVIII) el viento en superficie tiene generalmente componente E, produciendo una advección de aire húmedo debido a los aportes del anticiclón del Océano Atlántico, que podría contribuir a que en esta estación al igual que en Ezeiza las alturas de capa límite sean menores. En Santa Rosa (Tabla 3.XX) la dirección predominante es norte (26.4 %), continuando en importancia la dirección S (16.8%). Sin embargo, debe recordarse los problemas mencionados en el sensor de viento de esta estación producidos por las arboledas circundantes (ver Capítulo 3.3). En general, una advección cálida proporcionada por viento desde el norte modificaría el sondeo, produciendo una disminución en la altura de la capa límite diurna. Sin embargo, la altura media en esta estación difiere bastante de la calculada en Ezeiza, lo cual indica que no existiría una influencia directa de la dirección del viento sobre las alturas de la capa de mezcla en Santa Rosa.

En Córdoba (Tabla 3.XVII) a las 14 hs la dirección preferencial del viento es NE (37.9%), pero esto podría deberse especialmente a efectos en la circulación zonal, producido por el drenaje de aire a través de la topografía compleja de la zona.

### 3.4.2 Otoño

En el otoño el valor medio estacional mínimo se encuentra en Ezeiza con una altura de 1121 m, mientras que el máximo está sobre Comodoro Rivadavia (1545 m). La diferencia entre Resistencia (1215 m) y Comodoro Rivadavia apenas supera los 300 m. Esto implicaría un gradiente aproximado (norte a sur) de 15 m /100 km. Se observa un incremento de la altura media de la capa límite convectiva al aumentar la latitud, aunque se produce nuevamente el mínimo relativo sobre Ezeiza.

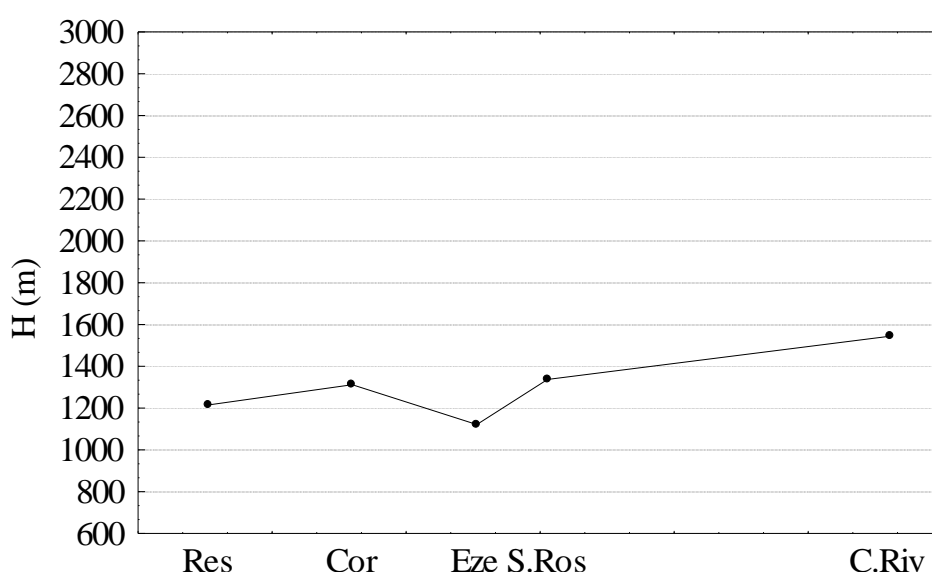


Figura 3.28: Alturas máximas medias de capa límite convectiva correspondiente a la estación otoño.

Durante el otoño disminuye la frecuencia de viento del E en Comodoro Rivadavia (Tabla 3.XXI), incrementándose aquéllas que representan al sector oeste, contabilizando en total (NW+W+SW) aproximadamente el 60 % de los casos. La frecuencia de calmas es baja (3.6 %). En Santa Rosa (Tabla 3.XX) aumenta la frecuencia de viento procedentes del N y NE y disminuyen las frecuencias del sector S (es necesario tener en cuenta que se eliminan los días con lluvias y por lo tanto los sistemas sinópticos asociados a precipitación frontal). En Ezeiza (Tabla XIX) disminuye levemente la frecuencia de viento proveniente del río (42.4 %), lo cual indica que las masas de aire ubicadas sobre esta estación al igual que en Resistencia (Tabla 3.XVII) son predominantemente húmedas, y por lo tanto provocan una disminución de la altura de la capa límite convectiva. En Córdoba (Tabla 3.XVIII) el 67.4 % de los casos el viento

proviene del cuadrante N-E, y también se incrementa levemente la dirección S, no observándose una influencia directa de la dirección del viento sobre la altura media de la capa límite diurna en esta estación del año. Como en esta estación del año la precipitación en Córdoba decrece, esto indicaría que los aportes de humedad a la región relacionados con direcciones del cuadrante N - E, no serían tan importantes. Es debido a ello que esta dirección predominante del viento estaría relacionada con efectos orográficos más que por efectos sinópticos.

### 3.4.3. Invierno

La variación entre las alturas medias obtenidas en las distintas estaciones es pequeña. El máximo valor medio se observa en Córdoba (1180 m) mientras que el mínimo se produce en Ezeiza con 850 m. (diferencia 330 m). Contrariamente a lo que ocurre en las otras estaciones del año Córdoba tiene un valor medio similar al de Santa Rosa, y Comodoro Rivadavia tiene un valor medio menor que esta última. Este comportamiento podría asociarse con la disminución de temperatura que se produce en Comodoro Rivadavia y la menor cantidad de horas de insolación que tiene en el invierno (Crivelli y Pedregall, 1974).

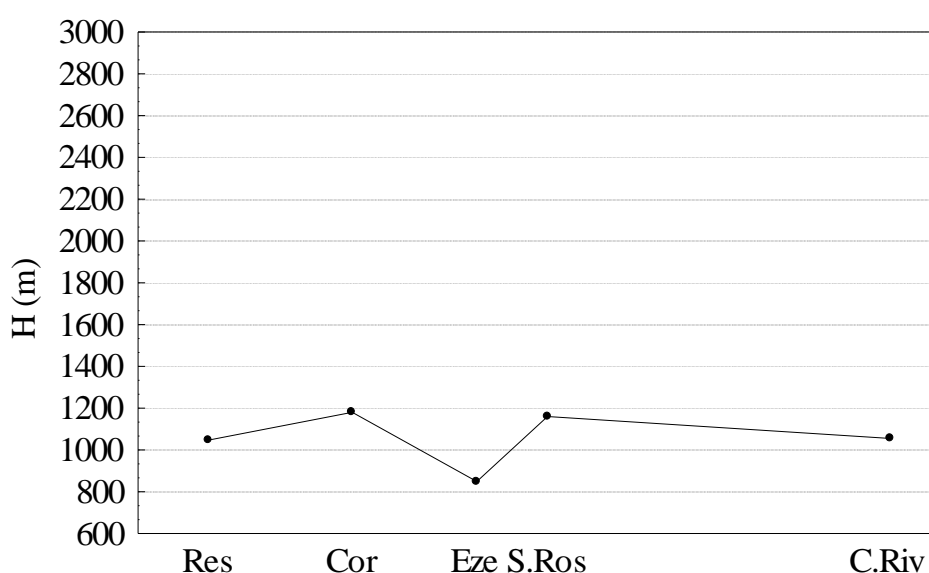


Figura 3.29: Alturas máximas medias de capa límite convectiva correspondientes a la estación invierno.



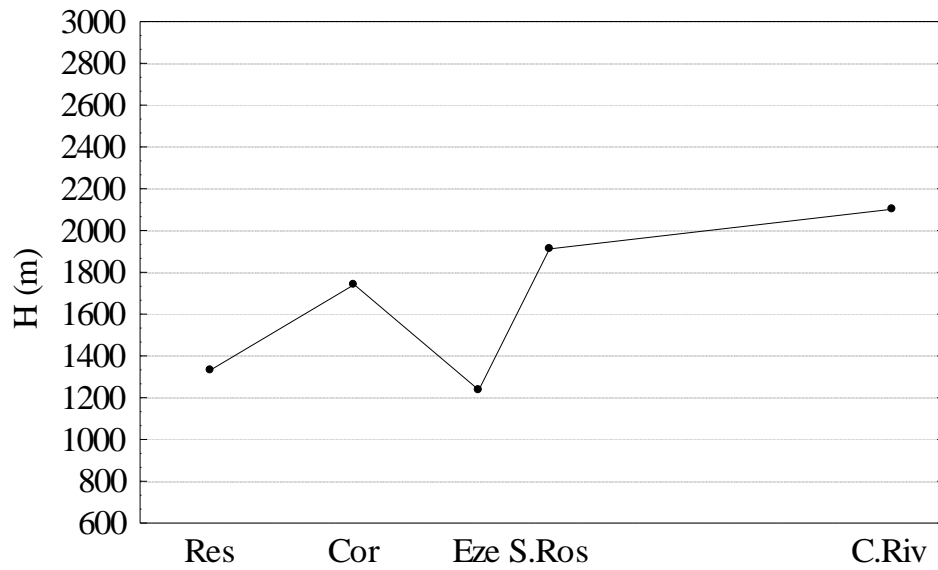
El viento en Comodoro Rivadavia (Tabla 3.XXI) proviene en el 75 % de los casos del cuadrante SW - NW. La mayor frecuencia de ocurrencia de temperatura máxima se encuentra en el rango 10 °C a 12 °C. Mientras que en Santa Rosa (Tabla 3.XX) este máximo se sitúa en temperaturas entre 16 °C a 18 °C. En Ezeiza (Tabla 3.XIX) ya no hay predominio de viento del sector del río (33.6 %) frente al 42.6 % desde el continente, pero como en general las temperaturas son bajas, asociado a la humedad de la zona, las alturas de la capa límite continuarán siendo de menor valor. En Resistencia (Tabla 3.XVII) la mayor frecuencia de vientos proviene de las zonas de aporte del anticiclón del Océano Atlántico y hay un aumento en la dirección S.

#### **3.4.4. Primavera**

En esta estación comienza nuevamente a aumentar el gradiente de alturas entre Resistencia y Comodoro Rivadavia. El mínimo relativo de Ezeiza tiene un valor de 1237 m, mientras que hay un máximo sobre Comodoro Rivadavia (2102 m). La diferencia de alturas entre Ezeiza y sus estaciones más cercanas (Córdoba y Santa Rosa) es la mayor de todas las estaciones. En general en estas dos estaciones la temperatura suele ser mayor que en Ezeiza. En esta última estación, el viento predomina durante la primavera desde el río con una frecuencia de 41.5 %, mientras que en Córdoba la dirección predominante continúa siendo al igual que en las otras estaciones del año la NE.

En todas las estaciones meteorológicas exceptuando Comodoro Rivadavia, durante la primavera la frecuencia de calmas es la menor observada de todas las estaciones.

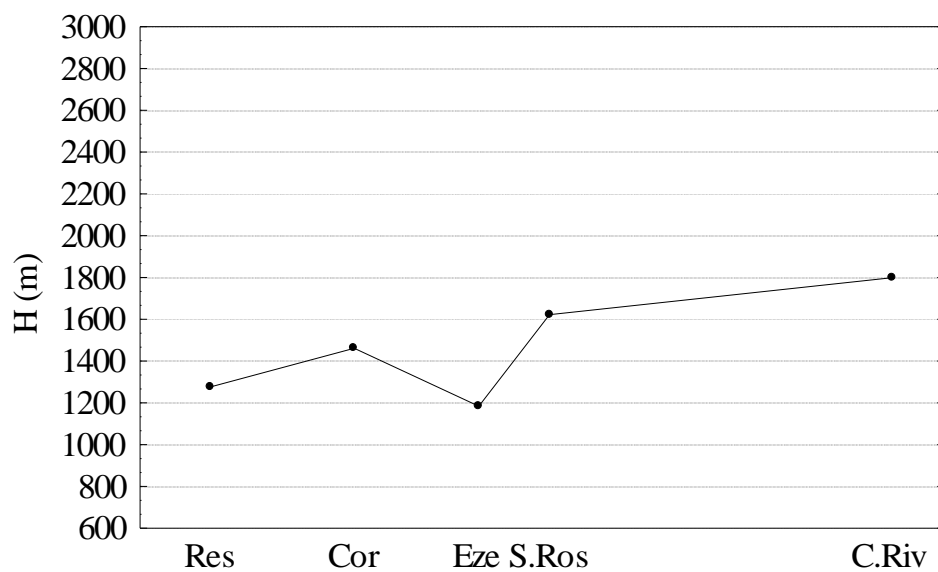
El viento en Santa Rosa (Tabla 3.XX) es predominantemente del norte (aún en invierno). En Córdoba (Tabla 3.XVII) la mayor frecuencia de viento es del NE, con un máximo secundario desde el sector S (al igual que en las otras estaciones del año). En Resistencia (Tabla 3.XVII) las direcciones más frecuentes son E y S, muy diferente inclusive al invierno.



**Figura 3.30:** Alturas máximas medias de capa límite convectiva correspondientes a la estación primavera.

#### 3.4.5. Anual

El máximo se observa en Comodoro Rivadavia (1799 m) mientras que el mínimo se encuentra en Ezeiza (1184 m), teniendo también Resistencia una altura máxima media anual algo mayor a esta última estación de 1276 m.



**Figura 3.31:** Alturas máximas medias de capa límite convectiva correspondientes al período anual.

### 3.4.6. Conclusiones

Se observa en todas las estaciones del año que la altura máxima de la capa límite de mezcla tiende a aumentar con la latitud, excepto en invierno, que es la estación del año en la cual las temperaturas máximas en superficie tienden a ser bajas. Ezeiza es la estación meteorológica que tiene en las 4 estaciones un valor relativamente bajo. Los promedios superan en general los 1500 m en primavera y verano, pero no en otoño e invierno. Este valor fue sugerido por distintos autores como límite para garantizar un buen volumen para la dilución de contaminantes (Miller y Holzworth, 1967; Dobbins, 1979). Tanto en Ezeiza como en Resistencia, el predominio de direcciones de viento que advectan aire húmedo, parece influir en los valores de alturas de capa límite menores. Comodoro Rivadavia es también una estación que muestra signos de una influencia de las características del viento. El aumento en la intensidad del viento durante el verano, produciría una mayor mezcla, incrementando el valor de la altura de la capa de mezcla. En Córdoba, el efecto orográfico predomina por sobre el sinóptico en la dirección de viento en superficie y por lo tanto, no se encuentra una relación directa entre la dirección del viento y los valores de alturas de capa límite diurna. Lo mismo ocurre con Santa Rosa.

Tabla 3.XVII: Frecuencias relativas estacionales y anual de direcciones de viento en Resistencia Aero.

<b>Estación</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calmas</b>
<b>Ver</b>	15.2	11.6	17.9	20.3	17.9	5.2	1.5	2.7	7.6
<b>Oto</b>	16.4	17.4	14.6	16.2	17.6	4.1	1.1	1.4	11.2
<b>Inv</b>	20.1	20.7	11.5	11.3	18.0	5.9	2.8	1.5	8.1
<b>Pri</b>	11.0	15.1	22.2	17.5	22.5	5.7	1.4	1.3	3.3
<b>Anu</b>	15.7	16.3	16.5	16.3	19.0	5.2	1.7	1.7	7.6

Tabla 3.XVIII: Frecuencias relativas estacionales y anual de direcciones de viento en Córdoba Aero.

<b>Estación</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calmas</b>
<b>Ver</b>	12.9	37.9	17.1	11.6	13.8	0.7	0.4	1.1	4.6
<b>Oto</b>	18.4	38.5	10.5	6.2	15.3	1.0	1.0	1.2	7.9
<b>Inv</b>	15.8	24.9	9.8	8.8	27.1	1.1	0.9	2.5	9.1
<b>Pri</b>	14.5	33.6	13.0	11.8	21.6	0.7	0.6	0.4	3.7
<b>Anu</b>	15.5	33.2	12.3	9.5	20.0	0.9	0.7	1.4	6.5

Tabla 3.XIX: Frecuencias relativas estacionales y anual de direcciones de viento en Ezeiza Aero.

<b>Estación</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calmas</b>
<b>Ver</b>	12.7	23.9	8.9	9.1	12.3	12.4	8.8	7.8	4.1
<b>Oto</b>	12.5	20.5	9.4	6.2	11.4	13.5	8.9	13.1	4.4
<b>Inv</b>	14.6	13.3	5.7	7.4	12.3	14.4	15.1	13.1	4.0
<b>Pri</b>	11.0	19.2	11.3	8.4	15.0	14.4	9.9	7.8	3.0
<b>Anu</b>	12.7	19.3	8.9	7.8	12.7	13.7	10.6	10.5	3.9

Tabla 3.XX: Frecuencias relativas estacionales y anual de direcciones de viento en Santa Rosa Aero.

<b>Estación</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calmas</b>
<b>Ver</b>	26.4	9.7	5.4	7.5	16.8	14.4	9.3	6.7	3.8
<b>Oto</b>	33.4	10.8	4.9	6.4	14.8	9.5	6.4	8.5	5.2
<b>Inv</b>	27.2	6.8	5.2	4.2	16.7	14.4	9.1	10.2	6.1
<b>Pri</b>	26.0	9.1	5.7	5.7	16.7	14.6	11.0	8.2	3.0
<b>Anu</b>	28.2	9.0	5.3	5.9	16.3	13.2	8.9	8.5	4.6

Tabla 3.XXI: Frecuencias relativas estacionales y anual de direcciones de viento en Comodoro Rivadavia Aero.

<b>Estación</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calmas</b>
<b>Ver</b>	0.7	13.8	23.0	6.6	2.8	4.3	36.8	11.4	0.5
<b>Oto</b>	3.4	6.2	11.2	8.3	8.0	6.5	36.0	16.8	3.6
<b>Inv</b>	5.2	1.5	2.7	2.7	6.3	9.7	43.2	20.2	8.4
<b>Pri</b>	2.3	11.1	15.5	7.1	5.4	5.4	37.1	13.7	2.3
<b>Anu</b>	2.8	8.4	13.4	6.3	5.6	6.4	38.2	15.4	3.6

## 4. LA CAPA LIMITE ESTABLE NOCTURNA

### 4.1. ESTRUCTURA DE LA CAPA LÍMITE NOCTURNA

Durante las horas nocturnas el aire adyacente a la superficie terrestre se enfría, desarrollándose una capa límite atmosférica estratificada establemente, en la cual la turbulencia generalmente es débil y se presenta esporádicamente. En investigaciones de la atmósfera y posteriores aplicaciones, es importante conocer el espesor de la capa límite nocturna. Ejemplos de ello es su utilización en aplicaciones de la teoría de la semejanza, en modelos de contaminación atmosférica (especialmente en los de escala regional), en el pronóstico de nieblas, en el pronóstico de temperaturas mínimas y en el modelado de la atmósfera en gran escala.

Aún si se dispone de datos observacionales, determinar el espesor de esta capa suele ser complejo, ya que implica tomar una decisión en cuanto a los procesos, de los tantos que influyen en la evolución de la capa límite nocturna, que deben ser tenidos en cuenta y los que deben ser despreciados.

Los procesos físicos que gobiernan la evolución de la capa límite nocturna son la divergencia de flujo de radiación de onda larga, la turbulencia, la subsidencia y la advección horizontal. Durante las horas nocturnas, la superficie terrestre emite radiación de onda larga, produciéndose un déficit en el balance radiativo de la misma, ya que desaparece su fuente de energía, que es el sol. Esta pérdida radiativa produce un enfriamiento de la superficie terrestre. Mediante los procesos moleculares este enfriamiento se traslada al aire adyacente a la superficie, y por acción de la turbulencia este enfriamiento es transmitido verticalmente hacia capas más elevadas. Además, existe un enfriamiento propio de la atmósfera originado por la emisión de radiación de onda larga, que es de menor magnitud.

Dada la ecuación de energía cinética turbulenta (ver Businger, 1982)

$$\frac{d\bar{e}}{dt} = -\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'e'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'p'} - \varepsilon \quad (4.1)$$

donde  $e = 0.5 (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$  es la energía cinética turbulenta por unidad de masa,  $u'$ ,  $v'$  y  $w'$  son las componentes de las perturbaciones de la velocidad,  $t$  es el tiempo,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\theta_v$  es la temperatura potencial virtual,  $U$  es la velocidad del flujo medio,  $\theta_v'$  es perturbación de la temperatura potencial virtual del aire,  $z$  es la altura,  $p'$  es la perturbación de la presión atmosférica en superficie,  $\rho$  es la densidad del aire y  $\varepsilon$  es el término que representa la disipación de energía cinética turbulenta. El primer término del miembro de la derecha representa la producción de energía cinética turbulenta debido a los efectos mecánicos de la cortante de viento medio. El segundo término representa la producción de energía cinética debido al empuje térmico. Los términos tercero y cuarto son los que representan la redistribución de la energía cinética sin destruirla. Durante la noche, el único término que genera turbulencia, es el de producción mecánica, que tiene su origen en los transportes verticales turbulentos de cantidad de movimiento, determinados por la cortante del perfil medio del viento o por las perturbaciones originadas en el flujo medio por la presencia de obstáculos. En los casos en que la estratificación se hace muy estable, se ha encontrado que la difusividad vertical se encuentra limitada por la mezcla producida por pequeños torbellinos, y esto conlleva a que deba consumirse la energía cinética disponible para proveer la energía potencial necesaria para realizar los desplazamientos verticales (Pearson et al, 1983).

Si el cielo está despejado, las condiciones atmosféricas en general están asociadas a sistemas sinópticos de alta presión, los cuales generan subsidencia y una consecuente divergencia horizontal. Esto afecta al balance de calor en la capa límite nocturna, ya que desde la capa residual superior ingresa aire más caliente a la capa afectada por el enfriamiento en la superficie, mientras que la divergencia horizontal produce una salida lateral del aire enfriado, oponiéndose así a los efectos producidos por la radiación y la turbulencia. En algunos desarrollos teóricos se evaluaron los efectos de la subsidencia: se produce una reducción en el crecimiento de una escala de longitud representativa de la altura de la capa límite nocturna entre el 5 y el 50 % del valor que tendría si no se tuvieran en cuenta los efectos de la subsidencia (Carlson y Stull, 1986).

André y Mahrt (1982), analizaron la interacción entre el transporte turbulento y el enfriamiento radiativo nocturno en el desarrollo de una capa límite nocturna en noches

con cielo despejado. En sus estudios utilizan los datos presentados en el Proyecto Wangara, Australia (Clarke y otros, 1971) y en el Proyecto Voves, realizado en el sur de Paris (Francia). Consideran en la ecuación de balance de calor el término de transporte vertical turbulento de calor sensible ( $\overline{w'T'}$ ), el enfriamiento radiativo de onda larga (F) y un término advectivo (A), al que integran con los errores en la estimación generados por los otros términos:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'T'} - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F}{\partial z} + A \quad (4.2)$$

donde  $\bar{T}$  es la temperatura media,  $t$  es el tiempo,  $w'$  es la perturbación de la velocidad vertical,  $z$  es la altura,  $T'$  es la perturbación de la temperatura,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante y  $\rho$  es la densidad del aire. Calculan la altura de la capa límite nocturna como el nivel cercano a superficie cuyo gradiente de temperatura potencial excede a  $3.5 \times 10^{-3}$  K/m. Con esta definición, ellos consideran tanto el espesor de la inversión de temperatura como el aire superior que ya se encuentra estratificado en forma más débil que el aire de la inversión, pero significativamente mayor que el aire que se encuentra por encima de esta capa.

En la Tabla 4.I se presentan los resultados obtenidos al integrar la ecuación (4.2) dentro del espesor de la altura de la capa límite nocturna y promediado sobre todas las observaciones. Para ello se consideró que:

$$C = \int_0^h \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} dz \quad (4.3) \quad \text{representa el término de almacenamiento de calor en la}$$

capa,

$$Q_0 = -\overline{w'T'} \quad (4.4) \quad \text{es el transporte vertical turbulento de calor sensible,}$$

$$\Delta F = \frac{1}{\rho C_p} [F(0) - F(h)] \quad (4.5) \quad \text{representa la divergencia vertical del flujo de}$$

radiación de onda larga en la capa,

$$I = \int_0^h A dz \quad (4.6) \quad \text{representa la contribución al balance de las advecciones}$$

horizontales dentro del espesor considerado.

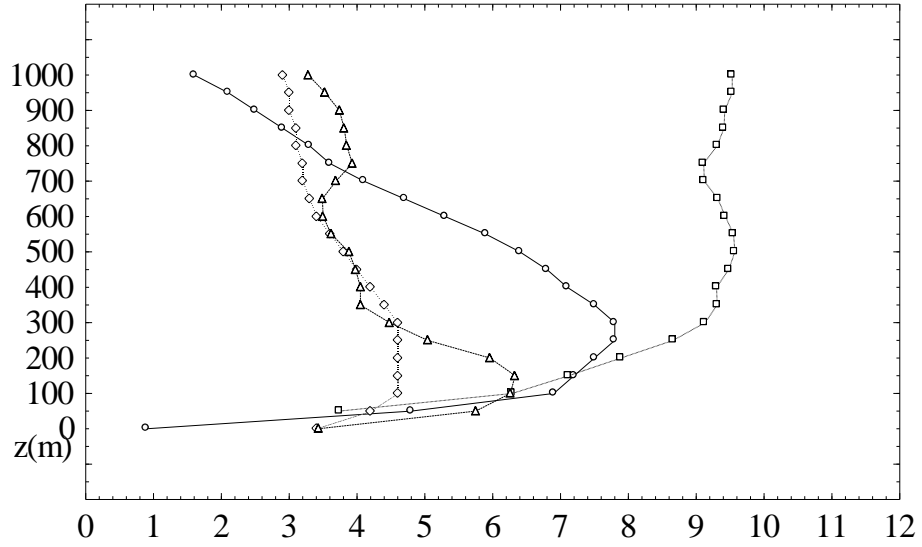
Tabla 4.I: Promedios y desviaciones estándares obtenidos utilizando los datos de los Proyectos Wangara y Voves, para los términos de la ecuación (4.2) (unidades:  $10^{-2} \text{ K ms}^{-1}$ ) (André y Mahrt, 1982).

		<b>C</b>	<b>Q<sub>o</sub></b>	<b>ΔF</b>	<b>I</b>
<b>Wangara</b>	<b>promedio</b>	-3.56	-1.38	-1.35	-0.83
	<b>porcentaje</b>		39%	38%	23%
	<b>desv. est.</b>	2.18	1.01	0.48	2.14
<b>Voves</b>	<b>promedio</b>	-3.34	-1.56	-1.19	-0.59
	<b>porcentaje</b>		47%	36%	17%
	<b>desv. est.</b>	0.71	0.40	0.29	0.86

Se puede observar que tanto para el Proyecto Wangara como para el Proyecto Voves, los términos de transporte turbulento y de enfriamiento radiativo individualiza cerca del 40 % del balance de calor integrado en la vertical, mientras que aproximadamente el 20 % queda representado por los aportes de la advección y errores de cálculo en los otros términos. Sin embargo, el balance de calor varía significativamente entre casos individuales, tal como lo reflejan los valores elevados de la desviación estándar. Por lo tanto, se puede considerar que en noches prácticamente despejadas, no es muy grande el error introducido al no contabilizarse algún término que contemple al efecto advectivo en la ecuación de balance de calor.

Por lo tanto, la capa límite nocturna se encuentra sujeta a varios procesos físicos que aumentan o inhiben su crecimiento. En general es de esperar que los perfiles de temperatura potencial así como los de temperatura presenten una inversión con base en superficie. También suelen desarrollarse por distintos procesos físicos vientos máximos en niveles cercanos a superficie. En la Figura 1, se encuentran representados perfiles de temperatura (T), temperatura potencial ( $\theta$ ), velocidad del viento (U) y relación de mezcla (w) típicos de una capa límite nocturna para las 06 hs del día 33 del Proyecto Wangara (Clarke et al, 1971).





**Figura 4.1:** Perfiles de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (o), temperatura potencial ( $\theta - 273.0 \text{ K}$ ) ( $\square$ ), velocidad media del viento ( $\text{m/s}$ ) ( $\Delta$ ) y relación de mezcla ( $\text{g/kg}$ ) ( $\diamond$ ) de las 3 hs de la noche 33 del Proyecto Wangara.

La estructura vertical turbulenta de la capa límite nocturna puede ser descrita en términos de la distribución vertical de la desviación estándar de las componentes vertical y lateral de la velocidad del aire, definidas como:

$$\sigma_v = \left( \overline{v'^2} \right)^{1/2} \quad \sigma_w = \left( \overline{w'^2} \right)^{1/2} \quad (4.7)$$

Sin embargo como  $\sigma_v$  está muy influenciado por los meandros del viento, en general, se utiliza  $\sigma_w$  para caracterizar la estructura vertical de la atmósfera inferior (Nieuwstadt, 1984, Weber y Kurzeja, 1991).

En la capa de superficie la representación de su estructura vertical se realiza en general en función de la longitud de Monin - Obukhov ( $L$ ) definida como:

$$L = - \frac{u_*^3}{\frac{g}{T} \overline{w' \theta'_{\circ}}} \quad (4.8)$$

donde  $u_*$  es la velocidad de fricción en superficie,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $T$  la temperatura del aire,  $k$  es la constante de von Karman y  $\overline{(w'\theta')}_0$  es el transporte vertical turbulento de calor sensible en superficie, y  $L$  es el cociente entre la energía producida por la cortante de viento y la energía cinética producida por el empuje térmico en superficie.

En forma análoga, en la capa límite atmosférica se define la longitud local de Monin - Obukhov ( $\Lambda$ ):

$$\Lambda = - \frac{\tau^{3/2}}{\frac{g}{T} k \overline{w'\theta'}} \quad (4.9)$$

donde  $\tau$  es la tensión de Reynolds en el nivel  $z$  y  $\overline{w'\theta'}$  es el transporte vertical turbulento de calor sensible en el nivel  $z$ . Fuera de la capa de superficie, en la cual la escala vertical típica de los torbellinos turbulentos es proporcional a la altura  $z$ , la escala vertical de los torbellinos se encuentra caracterizado por una escala de longitud ( $l_B$ ) que es función del empuje definida como

$$l_B = C_B \frac{\overline{w'^2}}{N}^{1/2} \quad (4.10)$$

donde  $C_B = 1.69$ ,  $w'$  es la componente vertical de la velocidad del aire y  $N$  es la frecuencia de Brünt - Vaisala definida como  $\left[ \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]^{1/2}$ , con  $\frac{\partial \theta}{\partial z}$  gradiente vertical de temperatura potencial (Brost y Wyngaard, 1978). Luego es de esperar, que en una capa límite estable el tamaño vertical de los torbellinos turbulentos se encuentre restringido, de modo tal que en realidad la turbulencia no “siente” la presencia de la superficie terrestre y sus características. Entonces, la estructura vertical de la capa límite estable no depende explícitamente de la altura  $z$ , y permite encontrar valores constantes para números adimensionales expresados en función de  $z/\Lambda$ , para cuando  $z/\Lambda \rightarrow \infty$ . Nieuwstadt (1984, a) encontró utilizando los datos de la torre Cabauw (Holanda) (Wessels, 1984) que  $\frac{\sigma_w}{\tau^{1/2}}$  se aproxima a un valor de 1.4, independientemente de  $z/\Lambda$ ,

demostrando que es válido utilizar la aproximación de la semejanza local. Situaciones similares ocurren con otros parámetros tales como  $\frac{e}{\tau^{1/2}}$ ,  $\frac{K_M}{\tau^{1/2}}$  y  $\frac{K_H}{\tau^{1/2}}$ , donde  $K_M$  y  $K_H$  son los coeficientes de intercambio turbulento de cantidad de movimiento y de calor sensible, respectivamente. También, Nieuwstadt (1984, a) encuentra que el número de Richardson flujo, definido como:

$$Rif = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left[ \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right]^{-1} \quad (4.11)$$

tiende a 0.2 para  $z/\Lambda \rightarrow \infty$ . La adimensionalización utilizando la teoría de la semejanza local permite describir la estructura de la capa límite, pero no permite encontrar expresiones para los perfiles verticales de la turbulencia.

El número de Richardson (Ri) gradiente se define como:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{-1} \quad (4.12)$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\theta$  es la temperatura potencial virtual del aire,  $u$  es la componente zonal y  $v$  es la componente meridional del viento, y  $z$  es la altura. Este número se utiliza para discriminar las capas donde el flujo es turbulento de aquellas en las cuales el flujo se torna laminar (Brost y Wyngaard, 1978; Nieuwstadt y Tennekes, 1981, Nieuwstadt, 1984 a; Mahrt, 1985; Weber y Kurzeja, 1991, Schumman y Gerz, 1995). En general si  $0.21 \leq Ri \leq 0.33$  (Richardson crítico,  $Ric$ ) se dice que el flujo se encuentra en régimen turbulento, mientras que si  $Ri$  supera a 1 el flujo se torna laminar (Stull, 1988). En el estudio realizado por Weber y Kurzeja (1991) para la noche 3 del Proyecto STABLE, se observaron dos episodios de turbulencia cercanos a superficie. Estos episodios fueron muy bien representados en la variación horaria de los cortes verticales de  $Ri$ , en la cual se observa cómo éste decae dos veces a valores por debajo del crítico cerca de la superficie terrestre, mientras que el resto del tiempo los valores demuestran que la capa es marcadamente estable. También, estos episodios quedaron representados por aumentos de  $\sigma_w$  durante los mismos, llegando a alcanzar un máximo

de 0.5 m/s, cuando en las zonas estables con  $Ri > Ri_c$  los valores típicos de  $\sigma_w$  no superó 0.1 m/s.

Analizando las diferencias que se pueden encontrar en el comportamiento de la atmósfera entre una noche y otra, se puede realizar una clasificación en noches “tipo estable” y noches “tipo inestable” (Kurzeja et al, 1990). Como noche “tipo estable” se considera aquella en la cual, el comportamiento de la velocidad del viento promediado (promedios móviles) sobre períodos de 4 hs se mantiene prácticamente constante durante la noche. La noche de “tipo inestable”, será por lo tanto, aquella en la que la estructura del viento muestra tendencias o discontinuidades.

Dentro de las noches “tipo estable” se pueden encontrar tres clases diferentes:

- noches con viento variable y débil, con una marcada inversión de temperatura, que genera bajas intensidades en la turbulencia y en las cuales es común encontrar ondas de gravedad en todas las alturas.
- noches en las cuales el máximo en el perfil de viento se produce en niveles medios de la capa límite, y el viento es de moderada intensidad, acompañado de una marcada inversión de temperatura y una intensidad moderada de la turbulencia. Las ondas de gravedad se las suele encontrar por encima del nivel del viento máximo.
- noches con una inversión débil de temperatura, vientos fuertes ubicados en un nivel alto, con gran intensidad de la turbulencia y sin ondas de gravedad. Este sería el caso más cercano a una noche con estabilidad neutral.

A su vez, las noches “tipo inestable” también pueden subdividirse en tres clases distintas:

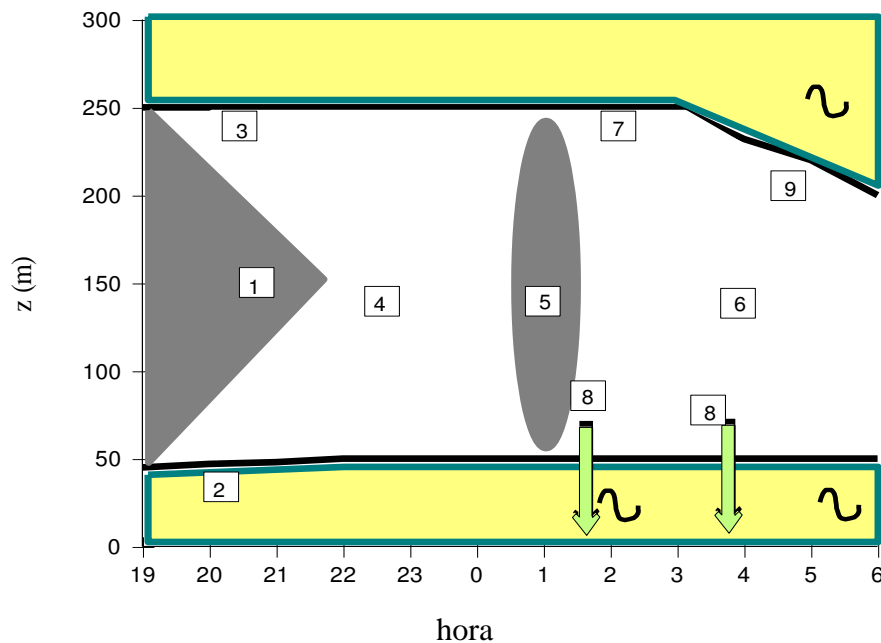
- noches con una moderada inversión de temperatura con una capa superior de gradiente vertical de temperatura más débil, con una intensidad de la turbulencia baja a moderada y una velocidad máxima de viento entre débil y moderada.

- noches con velocidad de viento de moderada intensidad, con una inversión de temperatura entre moderada a débil y en las cuales la intensidad de la turbulencia tiene tendencia a aumentar y ocasionalmente aparecen ondas de gravedad internas.
- noches con perfiles tanto de temperatura como de viento sumamente variables, con intensidad de la turbulencia moderada a fuerte, en la cual hay aparición de ondas de gravedad en forma irregular, cercanas a superficie.

Las ondas de gravedad interna, en general, se generan en capas muy estables. Debido a la fuerte estratificación vertical, como se mencionó anteriormente, el empuje limita el crecimiento vertical de los torbellinos turbulentos, tornándose bidimensionales. En estas condiciones, la turbulencia no tiene posibilidad de subsistir, ya que desaparece la cascada de energía. Luego, estas ondas aportan la energía necesaria para que la turbulencia subsista, a pesar de la estratificación muy estable y son el mecanismo utilizado por la atmósfera para transferir energía desde el flujo medio al turbulento (Finnigan et al, 1984).

Se han llevado a cabo otros estudios de la estructura vertical de la capa límite nocturna, tal como el realizado por Parker y Raman (1993). En él se analizó detalladamente la estructura de los primeros 300 m de la atmósfera para la noche 3 del Proyecto STABLE, realizado en abril de 1988 en Augusta, Georgia, EE.UU. Los resultados esquematizados de las observaciones realizadas durante esa noche particular del Proyecto están representados en la Figura 4.2. Al comenzar la noche se formó una inversión en superficie que alcanzó aproximadamente los 50 m de altura. Por encima de esta capa encontraron turbulencia remanente de las horas diurnas, la cual comenzó a decaer aproximadamente 2 hs después de la puesta del sol. Por encima de esta segunda capa, se desarrolló una inversión más débil. Luego, se observaron dos capas con estratificación estable, una inferior y otra superior, entre las cuales se encontraba una capa turbulenta, cuya intensidad disminuyó con el tiempo, pero que no desapareció. La inversión superior aumentó en intensidad con el transcurso del tiempo y aparecieron ondas de gravedad internas. Se produjeron dos episodios de turbulencia que alcanzaron la superficie, ambos acompañados por incrementos en la intensidad del viento en el tope de la capa estable superficial (Weber y Kurzeja, 1991). Además, se encontró que la

humedad específica tiene el valor máximo por encima del tope de la inversión inferior y el valor mínimo en la base de la inversión superior. Luego, a partir de las 03 hs la capa estable superior comenzó a extenderse hacia la superficie, disminuyendo hasta el amanecer el espesor de la capa turbulenta, pero sin desaparecer.



**Figura 4.2:** Evolución de la noche 3 del PROYECTO STABLE . Las ondas simbolizan la ocurrencia de ondas de gravedad internas. (Adaptado de Weber y Kurzeja, 1991).

- |   |   |
|---|---|
| 1 - capa residual diurna                    | 2 - capa estable con base en superficie |
| 3 - capa estable superior débil             | 4 - turbulencia elevada                 |
| 5 - turbulencia moderada                    | 6 - turbulencia elevada persistente     |
| 7- intensificación c. estable sup.          | 8 - episodios de turbulencia moderada   |
| 9 - penetración de la capa estable superior |   |

Otras clasificaciones dividen también a la capa límite nocturna en tres subcapas: la primera, una capa adyacente a la superficie terrestre en la cual los perfiles de temperatura potencial y de viento varían rápidamente y en forma no lineal. Una segunda capa con perfiles prácticamente lineales del viento y de la temperatura potencial, cuyo límite podría observarse en los perfiles o podría calcularse utilizando el número de Richardson “bulk”, suponiendo que  $Ri_c = 0.33$  (Wetzel, 1982). Por último se encuentra una capa superior donde se acumula el enfriamiento, aún sin que exista turbulencia (Mahrt et al, 1979).

## 4.2. MÉTODOS DESTINADOS A LA OBTENCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE NOCTURNA

El tratamiento de la capa límite nocturna resulta ser mucho más complejo que el de la capa límite diurna. Es por ello, que aún con los experimentos micrometeorológicos realizados recientemente en distintos países (Wessels, 1984; Weber y Kurzeja, 1993), continúe siendo la capa límite atmosférica menos comprendida. Como se mencionó anteriormente, es muy útil determinar su espesor y evolución durante la noche para poder aplicar, por ejemplo modelos regionales de contaminación del aire.

Cuando la atmósfera adquiere una estratificación estable, la turbulencia se inhibe, tornándose esporádica y no uniforme en la vertical. Esto conduce a que no exista una solución determinística de las ecuaciones de conservación. Teniendo en cuenta esto se han desarrollado diferentes métodos para determinar el espesor de la capa límite nocturna.. El primero de ellos, se basa en los procesos físicos que se producen dentro de la capa límite nocturna, como ser la consideración de que el tope de la capa límite es el nivel en el cual el gradiente de temperatura potencial se anula ( $h_T$ ) (Yu, 1978); el nivel hasta el cual se extiende un enfriamiento significativo ( $h_\theta$ ) (Melgarejo y Deardorff, 1974; Wetzel, 1982; André y Mahrt, 1982; Vogelezang y Holtslag, 1996); el nivel en el cual la velocidad del viento es máxima (corriente en chorro de capas bajas) ( $h_u$ ) (Melgarejo y Deardorff, 1974; Wetzel, 1982; André y Mahrt, 1982; Vogelezang y Holtslag, 1996); el nivel en el cual la tensión es igual al 10 % de la tensión de Reynolds en superficie o el nivel en el cual la intensidad de la turbulencia se anula ( $h_\tau$ ) (Mahrt, 1981; Nieuwstadt y Tennekes, 1981; Nieuwstadt, 1984a, Nieuwstadt, 1984b). Esta última es una de las más utilizadas, ya que los sensores que miden la estructura vertical de la atmósfera utilizando ondas sonoras (SODAR), pueden detectar el límite de la capa de turbulencia continua adyacente a la superficie terrestre.

En general  $h_\tau$  suele estar comprendido entre el 50 % y el 70 % de  $h_\theta$  (Mahrt et al, 1979; Wetzel, 1982). A su vez, la parte turbulenta de la atmósfera inferior puede ser caracterizada por tres zonas distintas. Una capa con turbulencia continua adyacente a la superficie terrestre, limitada por una capa prácticamente no turbulenta, en la cual generalmente se encuentra la máxima velocidad del viento, y luego otra capa por encima

de ésta, en la cual la turbulencia resulta ser esporádica (Mahrt et al, 1979; André et al, 1978; Mahrt, 1981). En general, se ha podido comprobar que la turbulencia nocturna cercana a la superficie decae produciendo una disminución de la altura de la capa turbulenta, mientras que el espesor de aire sujeto a un enfriamiento y con estratificación estable aumenta durante la noche (Mahrt et al, 1979; Wetzel, 1982; Nieuwstadt, 1984 b).

El segundo método se basa en la parametrización de la altura de equilibrio que alcanza la atmósfera una vez que se encuentra en un régimen estacionario. Son longitudes secundarias de diagnóstico, que en general se obtienen a partir de grupos de ecuaciones que representan parcialmente al flujo del aire de la capa límite nocturna. A modo de ejemplo están aquellos modelos que consideran al espesor de la capa de Ekman ( $\alpha u^*/f$ ) para una capa límite neutral (sin convección y con vientos fuertes) (Zilitinkevich, 1972; Yu 1978; Nieuwstadt, 1984 b; Mahrt, 1985; Zilitinkevich, 1989; Zilitinkevich y Mironov, 1996), la definición de la longitud local de Monin - Obukhov (Nieuwstadt, 1984; Schumann y Gerz, 1995 ) o el número de Richardson “bulk” (Mahrt et al, 1979; Nieuwstadt y Tennekes, 1981; Wetzel, 1982; André y Mahrt, 1982; Vogelezang y Holtslag, 1996).

Yu (1978) hizo una recopilación de distintas ecuaciones de diagnóstico y pronóstico utilizadas para estimar la altura de la capa límite nocturna, comparándolas con mediciones realizadas en el Proyecto Wangara (Clarke y otros, 1971). De las expresiones por él presentadas se encontraba la sugerida por Monin, (1970) y Clarke (1970) basada en la teoría de la semejanza, en donde se parametriza a la altura con la siguiente relación:

$$h \propto u^* / |f| \quad (4.13)$$

donde  $u^*$  es la velocidad de fricción en superficie y  $f$  es el parámetro de Coriolis. Esta definición responde adecuadamente en latitudes medias a una capa con condiciones de estabilidad estática neutral (sin convección y gradiente vertical de temperatura



adiabático), similar a una capa oceánica neutral de Ekman. Asimismo, Yu (1978) utiliza una expresión empírica presentada por Deardorff (1972):

$$h = \left( \frac{1}{30L} + \frac{f}{0.35u^*} + \frac{1}{H_T} \right)^{-1} \quad (4.14)$$

donde  $L$  es la longitud de Monin - Obukhov y  $H_T$  es la altura de la tropopausa. Como se observa la ecuación 4.14 fija la tropopausa como límite para el crecimiento de una capa límite nocturna.

También, Yu (1978) utiliza la expresión deducida por Zilitinkevich (1972) pero introduciendo la estabilidad atmosférica y que fuera corroborada por Businger y Arya (1974) en la cual consideran un estado estacionario:

$$h = \alpha (u^* L / f)^{0.5} \quad (4.15)$$

donde  $\alpha$  es una constante que tiene un valor de 0.4.

De las ecuaciones de pronóstico, que parametrizan la evolución de la altura de la capa límite nocturna ( $h$ ) con el tiempo, Yu (1978) utilizó las expresiones presentadas por Deardorff (1971):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = 0.025u^* \left[ 1 - h / (0.35u^* / f) \right] \quad (4.16)$$

y por Zilitinkevich y Monin (1974):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = ku^* L / h \quad (4.17)$$

Los resultados obtenidos de la comparación de métodos de cálculo demostraron que las ecuaciones de pronóstico obtenidas hasta ese momento resultaban insatisfactorias,

mientras que las ecuaciones de diagnóstico representaban razonablemente bien las alturas de capa límite nocturna cuando la estratificación estable es intensa.

Uno de los primeros modelos simplificados desarrollados para pronosticar la evolución de la capa límite nocturna fue el presentado por Yamada (1979), basado en la ecuación de energía térmica válida para una superficie lisa, con homogeneidad horizontal, en el cual se desprecia la advección horizontal y la subsidencia. Presenta una ecuación de evolución que tiene en cuenta al flujo turbulento de calor sensible y la pérdida de energía debida a la divergencia vertical de flujo radiativo de onda larga. Considera que flujo de calor en superficie permanece constante durante toda la noche y que la pérdida de calor por radiación se puede parametrizar como una disminución lineal con la altura de la variación local de la temperatura potencial en superficie. Propone un perfil vertical potencial de exponente tres para la temperatura potencial y obtiene una ecuación diferencial, que integra numéricamente, haciendo uso de información micrometeorológica observada en el Proyecto Wangara (Clarke et al, 1971). Los resultados obtenidos son razonablemente adecuados, pero se encuentran limitados a lugar donde se obtuvieron los datos observacionales.

Brost y Wyngaard (1978) examinaron la influencia de la pendiente del terreno y de considerar una tasa de enfriamiento variable sobre la evolución de la capa límite nocturna, aplicando un modelo numérico integrado con clausura de segundo orden. Derivaron una ecuación de diagnóstico de la altura de la capa límite nocturna, integrando entre  $z = 0$  y  $z = h$  la ecuación de movimiento en la dirección del viento en superficie, obteniendo:

$$h = \left( \frac{u^*}{\langle V - V_g \rangle} \right) \frac{u^*}{f} \quad (4.18)$$

donde  $V$  y  $V_g$  son las componentes perpendiculares del viento medio y viento geostrófico, en relación con la dirección del viento en superficie, siendo el denominador del paréntesis, el promedio vertical en toda la capa límite. Aproximando  $V - V_g \propto G \sin \alpha$  encuentran que:

$$h = a u^{*2} / f G \sin \alpha \quad (4.19)$$

donde la constante  $a$  no depende de la estabilidad atmosférica, pudiendo tomar valores que varían entre 1.1 y 1.6 y  $G$  el módulo del viento geostrófico en superficie. Encuentran que esta ecuación da resultados que se apartan de las condiciones reales bajo condiciones baroclínicas.

Otra expresión que Brost y Wyngaard (1978) probaron con su modelo la ecuación (4.15) presentada por Zilitinkevich (1972) . El valor de la constante  $\alpha$  depende de cuál es la definición de la altura  $h$  adoptada. Para el caso de utilizar la definición de  $h_\tau$  encuentran  $\alpha = 0.4$ , que es similar al valor obtenido por Businger y Arya (1974). Obtienen buenos resultados sobre un amplio rango de tasas de enfriamiento constantes, en cuanto a parametrizar la altura de la capa límite nocturna para el momento que se alcanza el estado estacionario. Sin embargo, el espesor de una capa límite nocturna estacionaria depende de la parametrización utilizada para la disipación, ya que la altura  $h$  donde la turbulencia desaparece es función del balance entre producción y disipación de energía cinética turbulenta.. Los valores de  $\alpha$  dependen marcadamente de la dirección del viento respecto del efecto que produce la pendiente de la superficie. Observan, además, que si no se consideran tasas de enfriamiento constantes, la atmósfera difícilmente alcance el estado estacionario al concluir la noche, ya que la capa límite nocturna se ajusta muy suavemente a los cambios en la superficie terrestre.

Las fórmulas de diagnóstico, se basan en propiedades de la capa de superficie de la capa límite nocturna y sólo son válidas cuando se llega al límite del estado estacionario. Zeman (1979) relacionó la evolución de  $h$  con la dinámica de la capa límite nocturna, tanto con la escala de la turbulencia como con la del flujo medio. Consideró que la fuerza de Coriolis limita el crecimiento de la capa límite nocturna y que es el empuje el que genera el crecimiento de la capa. Durante la noche, las fuerzas de empuje inhiben la turbulencia y la capa límite responde, colapsándose a alturas menores, incrementando la cortante de viento y la tasa de producción de turbulencia. La capa límite nocturna responde tanto a la dinámica de la turbulencia como a la del flujo medio. Propone que la tasa con que la turbulencia extrae energía del flujo medio está dada por la tasa de

destrucción de la turbulencia debido a las fuerzas de empuje y por la disipación viscosa, representando ésto un intercambio de energía entre el flujo medio y la turbulencia, de modo tal que la capa límite trata de mantener el  $Ri$  dentro de valores por debajo de  $R_{ic}$ . Con este grupo de ecuaciones Zeman (1979) obtiene la evolución temporal de la capa límite nocturna, a partir de la ecuación de conservación de la energía cinética media, la cual integra numéricamente.

Nieuwstadt y Driedonks (1979) presentan un modelo de mesoescala para la predicción de la evolución de la altura de la capa límite nocturna, en el cual intentan analizar la influencia de los términos advectivos. Sin embargo, como consideran condiciones de equilibrio hidrostático, la resolución numérica de las ecuaciones implica utilizar pasos de integración espaciales en la horizontal del orden de los 20 a 30 km como mínimo. Además, no disponen de la información necesaria para poder realizar la integración, por lo cual utilizan un modelo unidimensional. Obtienen buenos resultados en la parametrización de los perfiles verticales de temperatura potencial, viento y la evolución de la altura de la capa límite nocturna, cuyo tope fijan en el nivel en el cual el flujo de calor sensible es el 10 % de su valor en superficie. Respecto a la representación de la evolución de los distintos parámetros medios (temperatura potencial, viento medio, dirección del viento medio, etc.) obtienen buenos resultados cerca de superficie, ya que parametrizan los perfiles verticales utilizando las relaciones flujo-gradiente con coeficientes de intercambio turbulentos. Estos últimos son parametrizados en función de la escala de longitud de cantidad de movimiento y la energía cinética turbulenta del nivel (Delage, 1974). Sin embargo, al considerar mayores alturas, la diferencia entre lo calculado y lo observado aumenta. Ellos atribuyen esta diferencia a las advecciones horizontales no consideradas en las ecuaciones, y por lo tanto sostienen que ellas tienen una influencia considerable en la evolución de una capa límite nocturna y de los parámetros que la caracterizan.

A fines de la década del '70 y principios de los '80, comienzan a desarrollarse los primeros modelos que consideran el crecimiento de la capa límite nocturna a partir de intercambios de masa en el tope de la misma. Si se considera que la capa límite nocturna es aquella que es turbulenta en todo instante, el aumento de la estabilidad inhibe a la turbulencia durante las horas nocturnas produciéndose un decaimiento en su espesor a lo

largo de la noche. Este decaimiento es tratado como si fuera el caso inverso del crecimiento de la capa límite mezclada diurna, que crece por corrosión de la atmósfera libre, con la convección penetrativa (Deardorff et al, 1969). El crecimiento de la capa límite estable nocturna por mezcla en la interfase se produce ya que un exceso en el tope del término de producción por cortante de la energía cinética turbulenta sobre el término de la disipación lleva a una mezcla direccionada hacia superficie del fluido cálido superior libre y aumentando así la destrucción del empuje turbulento. Si la capa límite turbulenta se torna muy estable, la mezcla en el tope cesa y el espesor de la capa turbulenta decrece por un decaimiento de la turbulencia.

Uno de estos modelos es presentado por Mahrt (1981) en el cual desarrolla una expresión simple de la evolución de la capa límite nocturna considerando tanto la posibilidad de crecimiento por mezcla en el tope de la capa límite como de decrecimiento de la misma por decaimiento de la turbulencia, haciendo uso del concepto de  $Ri_c$ .

El crecimiento es descripto en términos de una mezcla de fluido no turbulento dentro de la capa límite que ingresa a través del tope, aún cuando éste no esté formalmente definido. Las ecuaciones de las que parte son las siguientes:

$$\frac{w_e}{U} = \frac{C_F}{R_B + C_T} \quad (4.20)$$

$$R_B = \frac{(g / \theta) \Delta \theta h}{U^2} \quad (4.21)$$

donde  $w_e$  representa la velocidad de conversión de fluido no turbulento en turbulento que ingresa desde la capa residual hacia la capa límite atmosférica,  $R_B$  es el número de Richardson “bulk”,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $\theta$  es la temperatura potencial de referencia tal como ser la temperatura del tope de la capa límite.  $U$  es la velocidad en el tope de la capa límite ( $h$ ) y  $\Delta \theta$  es la diferencia de temperatura potencial en el tope de la

capa límite y un nivel de referencia, siendo el elegido  $z = 2$  m.  $C_T$  es un número adimensional y permite tener una tasa de crecimiento al aproximar el valor de una mezcla finita libre aún cuando la estratificación estable desaparece.  $C_F$  es también un número adimensional, al cual se lo representa como una función lineal de la diferencia  $C(R_{BC} - R_B)$ , dando a entender que el ingreso de aire desde la atmósfera superior adyacente al tope de la capa límite nocturna cesa cuando  $R_B = R_{BC}$ .

El decaimiento se representa como:

$$\frac{W_e}{U} = C_h (R_{BC} - R_B) \quad (4.22)$$

donde  $C_h$  es un coeficiente adimensional,  $R_{BC}$  es el número de Richardson “bulk” crítico y  $W_e$  aquí representa la tasa de conversión de fluido turbulento en no turbulento en el tope de la capa límite.

La formulación final del modelo combinando los dos aspectos, en el cual considera que la mezcla en el tope de la capa límite cesa cuando  $R_i$  se aproxima a  $R_{BC}$ , se desprecian la advección y la subsidencia:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{T} (h_c - h) \quad (4.23)$$

$$T \equiv h / (CU) \quad (4.24)$$

$$h_c \equiv R_{BC} U^2 / \left( \frac{g}{\theta_0} \Delta \theta \right) \quad (4.25)$$

donde  $C_h = C / R_{BC}$ ,  $h_c$  es el espesor de equilibrio definido en términos del número  $R_{BC}$ ,  $T$  representa la escala temporal, que depende indirectamente del crecimiento o decaimiento de la altura de la capa límite nocturna representado por el valor de  $h$ , que es similar a la presentada por Yamada (1979) y Nieuwstadt (1980). Realiza una verificación del modelo utilizando los datos observados en la noche del día 33 - 34 del

Proyecto Wangara (Clarke et al, 1971), dándole en ese caso un resultado razonable, en lo que se refiere a la altura final de la capa nocturna. Sin embargo Mahrt (1981), estima que es necesario realizar mayor cantidad de comprobaciones y ajustar mejor el modelo en base a la definición de tope de capa límite nocturna seleccionada.

Otra metodología destinada al cálculo del espesor de la capa límite nocturna es presentada por Stull (1983 a), en donde define una escala de longitud vertical H en la cual contempla el enfriamiento acumulado desde el momento de la transición del día a la noche.

$$H = - \frac{\int_0^t \frac{Q_H}{\rho C_p} d\tau}{\theta_0 - \theta(t)} \quad (4.26)$$

Los límites de integración corresponden al momento de la transición día - noche como  $t=0$  y el instante  $t$  en el cual se quiere determinar el valor aproximado de la altura de la capa límite nocturna.  $Q_H$  es el flujo vertical neto de calor,  $\rho$  es la densidad,  $C_p$  el calor específico del aire a presión constante,  $\theta_0$  es la temperatura potencial del perfil en el momento de la transición y  $\theta(t)$  es la temperatura potencial en superficie en el instante  $t$ .  $Q_H$  se obtiene del balance radiativo de calor en superficie y no necesariamente se basa en la existencia o no de flujo de calor turbulento. En el caso particular en el cual el flujo de calor se encuentra dominado por los movimientos turbulentos en la vertical, entonces el denominador de la ecuación anterior resulta ser la integral con la vertical del transporte vertical turbulento de calor sensible ( $\overline{w'\theta'}$ ). Suponiendo un perfil vertical de temperatura potencial de tipo exponencial, Stull corrobora las alturas obtenidas considerando las alturas observadas en el Proyecto Wangara. Para definir el tope de la altura de la capa límite nocturna, considera el nivel en el cual el decrecimiento de la temperatura potencial es el 2% del valor del de la disminución en superficie. Los resultados obtenidos muestran cierta dispersión en los datos, aunque sólo se presenta como parámetro estadístico el coeficiente de correlación igual a 0.85 entre alturas observadas y alturas estimadas.

El problema principal de esta formulación está en que cuando el denominador de la ecuación tiende a cero (en momentos cercanos a la transición o si la temperatura potencial en superficie comienza a aumentar antes del amanecer) el resultado tiende a infinito.

Para cerrar el sistema de ecuaciones, ya que tiene dos incógnitas ( $H$  y  $\Delta\theta$ ), define un parámetro  $B$  que resulta ser función del flujo vertical neto de calor ( $Q_H$ ), del vector viento geostrófico en superficie, del parámetro de Coriolis y de un parámetro  $Z$ , que depende de la dirección del viento y es representativo de la rugosidad y de la pendiente del terreno, según la dirección de la cual provenga el viento durante la noche a partir del momento de la transición. Este parámetro  $B$  representa una medición promediada con el tiempo de la intensidad de la turbulencia existente desde el momento de la transición. El resultado de la aplicación de esta metodología redunda en una mejora en la estimación del espesor de la capa tanto con los datos del Proyecto Wangara como del Proyecto Koorin.

Nieuwstadt (1984) realiza una comparación entre la formulación dada por Stull (1983 a), la expresión de Zilitinkevich (1972) y otras expresiones que él deduce. A partir de las ecuaciones de balances de energía térmica y de cantidad de movimiento para el flujo medio, aplica un cierre de primer orden haciendo uso de la teoría de la semejanza local y obtiene una expresión de la altura de la capa límite ( $h_r$ ), quedando ésta expresada en función de la velocidad del viento en un nivel  $z$ :

$$h_r = C_1 U_z^{3/2} \left\{ \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{C_2}{U_z} \right)^{1/2} \right\}^{3/2} \quad (4.27)$$

con

$$C_1 = \left( \frac{\sqrt{3} R f}{g T^{-1} f T^*} \right)^{1/2} \left( \frac{k}{\ln(z/z_0)} \right)^{3/2} \quad (4.28)$$

$$C_2 = \frac{4\beta g T^{-1} T^* z \ln(z/z_0)}{k} \quad (4.29)$$



donde  $z_0$  es la longitud de rugosidad,  $Rif$  es el número de Richardson flujo,  $U_z$  es la velocidad del viento en el nivel de observación,  $T^*$  es la temperatura característica, que en noches de cielo despejado resulta tener un valor constante de 0.09 K,  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $k$  es la constante de von Karman y  $\beta = 5$  es la constante del perfil del viento en la capa de superficie estable deducida por Dyer (1974).

Para el caso particular de los datos de la torre Cabauw (Wessels, 1984) resultan  $C_1 = 3.7$  y  $C_2 = 6.8$ . Los resultados obtenidos subestimaban notoriamente el valor de  $h_r$  ( $r = 0.63$ ). Nieuwstadt propuso que en la expresión (4.26) se considerara el valor de  $U_z = 3.5$  m/s para el término entre corchetes. Luego, resultó la siguiente expresión válida para la zona de Cabauw:

$$h = 28U_{10}^{3/2} \quad (4.30)$$

Con esta expresión obtuvo un coeficiente de correlación ( $r = 0.72$ ), mientras que con la expresión de Zilintinkevich resultó  $r = 0.77$ . El ajuste de los datos de Cabauw con la expresión de Stull (1983 a) resulta tener un coeficiente de correlación con los datos observados de 0.57.

En los últimos años se ha dedicado más tiempo en realizar estudios micrometeorológicos para estudiar con mayor detalle el comportamiento de la capa límite nocturna. Los últimos modelos que tratan de parametrizar su estructura, contemplan introducir como variable, por ejemplo, a la complejidad del terreno (Stull, 1983 b), siendo una de las últimas metodologías aplicada para el caso nocturno en los modelos de pronóstico regional la de la simulación de grandes torbellinos (LES: Large Eddy Simulation) (Derbyshire, 1995 a) como método para explicar la variabilidad de la capa límite estable.

Una de las últimas ecuaciones que se pudieron encontrar es la que surge del trabajo de Zilintinkevich y Mironov (1996) en el cual deducen una ecuación de diagnóstico para cuando la atmósfera nocturna llega a un estado de régimen, que puede ser aplicada en un amplio rango de condiciones de estabilidad, desde la capa neutral hasta la muy estable. La expresión presentada es la siguiente:

$$\underbrace{\left(\frac{f h}{C_n u^*}\right)^2}_I + \underbrace{\frac{h}{C_s L}}_{II} + \underbrace{\frac{N h}{C_i u^*}}_{III} + \underbrace{\frac{h|f|^{1/2}}{C_{sr}(u^* L)^{1/2}}}_{IV} + \underbrace{\frac{h|N f|^{1/2}}{C_{ir} u^*}}_V = 1 \quad (4.31)$$

donde  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $N$  es la frecuencia de Brünt - Vaisala,  $L$  es la longitud de Monin - Obukhov,  $u^*$  es la velocidad de fricción y  $C_n, C_s, C_i, C_{sr}$  y  $C_{ir}$  son números adimensionales que adoptan distintos valores constantes. El término I representa los efectos de la fricción en el desarrollo de una capa límite atmosférica estable. El término II parametriza los efectos de una capa límite atmosférica dominada por los flujos de superficie. El término III limita el crecimiento de la capa límite para el caso de una marcada estabilidad estática en superficie. El término IV parametriza los efectos de una gran estabilidad estática generada por un flujo intenso de calor sensible. Por último, el término V es similar al anterior pero para el caso de una estabilidad generada por una estratificación lineal de la densidad. Los valores elegidos de las constantes son los siguientes:  $C_n = 0.5$ ,  $C_s = 10.0$ ,  $C_i = 20.0$ ,  $C_{sr} = 1.0$  y  $C_{ir} = 1.7$ .

En general, casi todos los métodos resumidos, estiman la altura de la capa límite nocturna definida como el tope de la capa turbulenta adyacente a la superficie terrestre. Además, hacen uso de una extensa cantidad de datos micrometeorológicos observados en experimentos de campo realizados en distintas zonas.

#### 4.3. DESARROLLO DE UN MODELO DESTINADO A LA ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE NOCTURNA

En la República Argentina la información meteorológica de altura se encuentra limitada tanto espacial como temporalmente. En el sentido espacial, las estaciones aerológicas se encuentran separadas entre sí por grandes distancias. En el sentido temporal, en general sólo se puede contar con una observación aerológica diaria (12 HMG) y a veces en forma discontinuada. Luego, a partir de la información observada no es posible determinar el tope de la capa límite nocturna en forma horaria. Por ello, se planteó la necesidad de desarrollar un modelo destinado al cálculo de la evolución de la capa límite nocturna.

La ecuación de balance de energía térmica turbulenta (Stull, 1988):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = - \frac{1}{\rho C_p} \left[ L_v E + \frac{\partial \overline{Q_j^*}}{\partial x_j} \right] - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j' \theta'}) \quad (4.32)$$

donde  $\theta$  es la temperatura potencial media,  $U_j$  es la componente  $j$  de la velocidad del flujo medio,  $x_j$  es la coordenada en la dirección  $j$ ,  $\rho$  es la densidad del aire,  $C_p$  es el calor específico del aire seco a presión constante,  $L_v$  es el calor latente de evaporación,  $E$  es la masa de agua involucrada en el cambio de fase,  $Q_j^*$  es la componente  $j$  de la radiación neta,  $u_j'$  es la componente  $j$  de la perturbación en la velocidad del flujo y  $\theta'$  es la perturbación respecto de la temperatura potencial media. Si esta ecuación es aplicada a una región donde existe la homogeneidad horizontal, se desprecia la advección horizontal y la subsidencia y no se consideran cambios de estado, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' \theta'}) + C \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{\text{rad}} \quad (4.33)$$

I
II
III

La ecuación (33) representa la variación local de la temperatura nocturna en superficie (término I) debido a dos tipos de procesos: la mezcla vertical turbulenta (término II) y el enfriamiento producido por la divergencia del flujo de radiación en onda larga (término III). La constante C se la considera igual a 1, ya que se desea tener en cuenta el efecto radiativo (Nieuwstadt, 1980).

Integrando (4.33) entre superficie y el tope de la capa límite nocturna (h), se obtiene:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_0^h \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' \theta'}) dz + C \int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{\text{rad}} dz \quad (4.34)$$

I                      II                      III

Se desprecia el valor de  $\overline{w' \theta'}$  en el tope de la capa límite frente al valor de este término en superficie, ya que por la definición de tope de la capa límite nocturna elegida, por encima de este tope el flujo vertical cinemático de calor sensible se invierte. El término II resulta:

$$- \int_0^h \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' \theta'}) dz = - \int_0^h d [\overline{w' \theta'}] = - \overline{w' \theta'} \Big|_h + (\overline{w' \theta'})_0 = \overline{w' \theta'}_0 \quad (4.35)$$

Para el término III se propone que el descenso de la temperatura potencial debido a la divergencia de flujo de radiación de onda larga sea parametrizado como una disminución lineal con la altura de la variación individual de la temperatura potencial en superficie (Nieuwstadt, 1980):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{\text{rad}} = \frac{d\theta}{dt} \left( 1 + \frac{z}{h} \right) \quad (4.36)$$

Esta ecuación implica que el enfriamiento de la capa límite en  $z = 0$  se debe exclusivamente a un proceso radiativo, siendo el efecto producido en superficie por la mezcla turbulenta despreciable frente al anterior. Integrando (4.36), resulta:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \frac{d\theta_0}{dt} \frac{h}{2} \quad (4.37)$$

El término I se puede expresar como:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^h \theta(z/h) dz - \theta_h \frac{dh}{dt} \quad (4.38)$$

Incorporando en (4.34) las ecuaciones (4.35), (4.37) y (4.38) se obtiene:

$$-\theta_h \frac{dh}{dt} = -\frac{\partial}{\partial t} \int_0^h \theta(z/h) dz + C \frac{d\theta_0}{dt} \frac{h}{2} + \overline{w'\theta'}_0 \quad (4.39)$$

Si se expresa la temperatura potencial en función de la altura  $z$  dentro de la capa límite estable nocturna, se puede obtener una expresión de para evaluar la evolución temporal de la altura de la capa límite nocturna.

#### 4.3.1. Variación vertical de la temperatura potencial

Para poder resolver la integral de la ecuación (4.39) es necesario encontrar la forma funcional de la variación vertical de temperatura potencial dentro de la capa límite nocturna. Para ello se utilizó información de superficie y aerológica observada en los siguientes proyectos micrometeorológicos: Proyecto O'Neill (PO) (Lettau y Davidson, 1957), Proyecto Prairie Grass (PP) (Barad, 1958) y Proyecto Wangara (PW) (Clarke et al, 1971).

El Proyecto O'Neill se realizó en el condado de O'Neill (42° 28' N, 98° 32' W) en Nebraska (EE.UU.) entre el 1 de agosto y el 8 de septiembre de 1953. Las observaciones se realizaron en un terreno llano, con pasto corto, con alambrados separando secciones del campo y una línea de árboles a 1300 m. La totalidad del proyecto se efectuó con condiciones de viento en superficie proveniente del sur. Los días seleccionados tuvieron las siguientes características:

- cielo despejado

- advecciones horizontales prácticamente despreciables
- gradiente horizontal estacionario de presión atmosférica
- dirección de viento relativamente constante.

Sobre una línea con dirección este - oeste, se instalaron una serie de torres con instrumental micrometeorológico. Los instrumentos fueron controlados por distintas universidades: Universidad de John Hopkins, UCLA, Universidad de Wisconsin, Iowa State College, MIT, etc. En el presente trabajo se utilizaron los datos provenientes de la torre a cargo de la Universidad de John Hopkins, cuyos niveles de medición fueron 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2 y 6.4 metros. Los instrumentos usados para las observaciones de la velocidad del viento fueron anemómetros de copelas, mientras que en las mediciones de la temperatura del aire se utilizaron termocuplas. Se contó también con información de estaciones sinópticas y se realizaron radiosondeos con globo cautivo cada 2 hs. durante todo el período de observación.

El Proyecto Prairie Grass se realizó en forma prácticamente continuada durante los meses de julio y agosto de 1956, en O'Neill, Nebraska (EE.UU.), sobre una pradera homogénea. El objetivo de este experimento fue analizar la difusión de trazadores gaseosos emitidos a la atmósfera desde una fuente puntual cercana a superficie. Conjuntamente con ello se observaron diferentes variables micrometeorológicas, entre ellas la temperatura del aire y la velocidad del viento a 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0 y 32.0 m de altura. Asimismo, se realizaron observaciones aerológicas con radiosondas y aeroplanos.

El Proyecto Wangara se llevó a cabo desde el 15 de julio al 27 de agosto de 1967 en Hay, Australia (34° 30'S, 144° 56'E). El objetivo de este proyecto fue analizar los procesos de gran, meso y pequeña escala asociados a frentes fríos y líneas de inestabilidad, del orden de los 50 km, que contribuyen al flujo vertical de momento angular en latitudes medias. Por lo tanto, las observaciones se realizaron en general con vientos del oeste en superficie. Un segundo objetivo fue investigar la estructura de la capa límite. El experimento se realizó sobre un terreno llano y homogéneo, con una vegetación de escasa altura. Se realizaron mediciones en estaciones sinópticas cercanas al lugar en que se llevó a cabo el experimento. Dos torres midieron viento con anemómetros de copelas en 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0 y 16.0 m de altura. Se observaron

también, las diferencias de temperatura entre 1.0 y 2.0 m y entre 2.0 y 4.0 m, utilizando pares de termómetros de resistencias acoplados. Se realizaron asimismo observaciones aerológicas con radiosondas cada 3 hs y mediciones horarias de viento con globo piloto, hasta 2000 m de altura en ambos casos.

Para encontrar una relación empírica del perfil vertical de temperatura potencial del aire dentro de la capa límite atmosférica nocturna se utilizaron 7 sondeos de PO, 8 sondeos de PP y 26 sondeos de PW. Los valores de las variables respectivas se presentan en las Tablas 4.II, 4.III y 4.IV (Anexo Tablas, después de Referencias).

A partir de los sondeos observados, se obtuvo la altura de la capa límite estable nocturna, como el nivel a partir del cual  $\partial\theta/\partial z \approx 0$  (Yu, 1978) o en su defecto, si la información meteorológica no era suficiente, se consideró que el tope de la capa límite coincidía con la inversión de temperatura en superficie (Melgarejo y Deardorff, 1974). Con los resultados obtenidos, se formaron las siguientes variables adimensionalizadas:

$$h^* = \frac{z}{h} \qquad \theta^* = \frac{\theta(z) - \theta_0}{\theta(h) - \theta_0} \qquad (4.40)$$

donde  $z$  es el nivel de observación,  $h$  la altura de la capa límite estable nocturna,  $\theta(z)$  la temperatura potencial en el nivel  $z$ ,  $\theta_0$  la temperatura potencial en superficie y  $\theta(h)$  la temperatura potencial en el tope de la capa límite, representativo de la temperatura de la capa residual de la mezcla diurna. Estos valores se presentan en las Tabla 4.V a 4.IX (Anexo Tablas).

Para cada observación se obtuvo el número de Richardson calculado a 1.6 m para el PO y a 2.0 m para PP y PW, de manera de obtener el grado de estabilidad de la atmósfera. Se utilizó la relación existente entre  $z/L$  y  $Ri$  al considerar la teoría de la semejanza:

$$Ri = \frac{z}{L} \frac{\Phi_H(z/L)}{\Phi_M^2(z/L)} \qquad (4.41)$$

donde  $\Phi_H(z/L)$  y  $\Phi_M(z/L)$  son los perfiles adimensionales de temperatura y de la velocidad del viento dentro de la capa de superficie. Se consideraron las expresiones de Wieringa (1980):

$$\Phi_M(z/L) \begin{cases} 1 + 6.9 (z/L) & L > 0 \\ (1 - 22 (z/L))^{-1/4} & L < 0 \end{cases} \quad (4.42)$$

$$\Phi_H(z/L) \begin{cases} 1 + 9.2 (z/L) & L > 0 \\ (1 - 13 (z/L))^{-1/2} & L < 0 \end{cases} \quad (4.44)$$

para los casos estables resulta la siguiente expresión:

$$\frac{z}{L} = \frac{-13.8 \text{ Ri}(z) + 1 - \sqrt{1 + 9.2 \text{ Ri}(z)}}{95.22 \text{ Ri}(z) - 18.4} \quad (4.46)$$

A partir de la expresión (4.46) se determinó para cada una de las observaciones el valor de L. Los datos fueron clasificados en dos grupos, representados por rangos de  $z/L$  :

grupo 1:  $z/L \in (0; 0.25)$

grupo 2:  $z/L \in (0.25; 1.71)$

de modo de poder determinar diferentes formas funcionales del perfil vertical de temperatura potencial dependiendo del grado de estabilidad atmosférica en superficie (Tablas 4.V a 4.IX, Anexo Tablas).

Los datos del perfil de temperatura potencial adimensional ( $\theta^*$ ) en función de la altura adimensionalizada ( $h^*$ ) se ajustaron a una representación polinomial de 2do. grado en ambos grupos, utilizando el método de regresión multivariado Stepwise. Este método de regresión incorpora por etapas a los mejores predictores de una serie de variables independientes ( $X_1, \dots, X_n$ ) a un modelo que parametrize una variable dependiente Y.



En cada etapa el método ingresa el predictor que tiene mayor coeficiente de correlación parcial. Este coeficiente se calcula como el coeficiente de correlación entre los residuos de la regresión  $Y' = f(X_i)$ , siendo  $X_i$  un predictor incorporado con anterioridad al modelo buscado, y los residuos de cada una de las  $j$  regresiones  $X_j' = f(X_i)$  de las variables independientes no seleccionadas aún. La variable  $X_k$  con mayor coeficiente de correlación parcial será agregada al modelo, resultando  $Y' = f(X_i, X_k)$ . El nivel de significancia de la nueva regresión se estima de dos formas: a) analizando la evolución del coeficiente de determinación ( $r^2$ ) que debe ir aumentando, de manera de explicar un mayor porcentaje de varianza, b) calculando los valores parciales de  $F$  (Fisher) para cada una de las variables independientes consideradas por el modelo. Aquel valor parcial más bajo será comparado con un límite seleccionado con anterioridad, que determina el nivel de significancia exigido a la regresión. Esto indica, que en cada etapa todas las variables incorporadas al modelo son probadas, independientemente de su orden de ingreso. Luego, una variable independiente que hubiera ingresado al modelo con anterioridad, puede salir del mismo al resultar que en el conjunto de variables su contribución resulta mínima. Cuando ninguna de las variables independientes seleccionadas puede ser removida del modelo y ninguna de las variables no seleccionadas logra entrar, entonces las iteraciones se detienen. Para este caso el nivel de significancia exigido al modelo fue de 95 %. Los resultados obtenidos son los siguientes:

$$\theta^* = 0.0059 + 1.7899h^* - 0.8067h^{*2} \quad 0 < z/L \leq 0.25 \quad (4.47)$$

$$\theta^* = 0.0470 + 2.0700h^* - 1.1503h^{*2} \quad 0.25 < z/L \leq 1,71 \quad (4.48)$$

Para el ajuste de grupo 1 ( $0 < z/L \leq 0.25$ ) se utilizaron 115 datos y el coeficiente de determinación del ajuste fue de 0.96. Para el grupo 2 ( $0.25 < z/L \leq 1,71$ ) se utilizaron 91 datos y el coeficiente de determinación fue 0.94. Los datos y las curvas obtenidas de la regresión se encuentran representados en las Figuras 4.3 y 4.4 para el grupo 1 y 2, respectivamente.

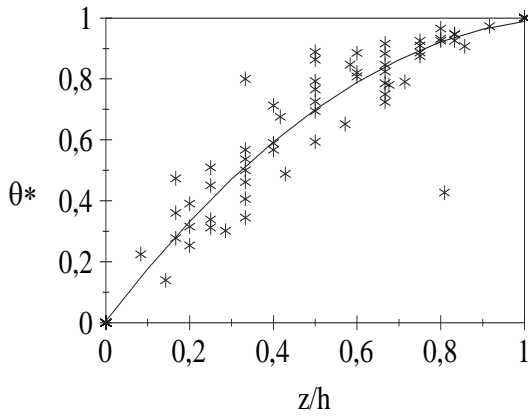


Figura 4.3: Regresión obtenida (expresión (4.47))  
para la relación  $\theta^* = \theta^*(z/h)$ .  $z/L \in (0; 0.25)$ .

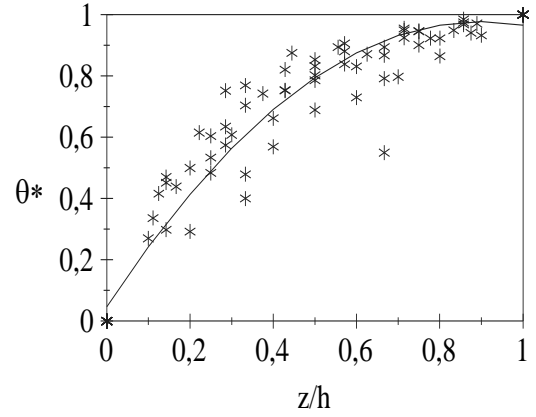


Figura 4.4: Regresión obtenida (expresión (4.48))  
para la relación  $\theta^* = \theta^*(z/h)$ .  $z/L \in (0.25; 1.71)$

Se puede observar a su vez que en ambos casos  $\partial^2 \theta / \partial z^2 < 0$ , representando este resultado que las formas funcionales obtenidas en ambos grupos son representativas de noches en las cuales la velocidad del viento es débil (Brünt, 1934). Esto significa que estas expresiones son representativas de situaciones en donde predominan los efectos térmicos y radiativos en la determinación del perfil vertical de temperatura potencial del aire sobre los efectos de origen mecánico. También se presenta que la curvatura de la función que ajusta a los datos que pertenecen al grupo 1 es menor que la del grupo 2, con lo cual confirmaría que a mayor estabilidad atmosférica los efectos mecánicos son menores y predominan más los efectos radiativos en la determinación del perfil de  $\theta$ .

Se analizó la varianza de cada curva, para comprobar la representatividad de las mismas a los datos, obteniéndose que la misma se cumple con un nivel de aceptación del 95 %. A su vez, se realizó otro análisis comparativo de varianzas entre curvas, para asegurar la independencia en la partición de la información según el grado de estabilidad. Para ello se demostró, tal como lo sugiere McPherson (1990) para comparación de regresiones entre grupos, que cada uno de los coeficientes en las regresiones encontradas son diferentes, así como también que las curvas entre sí son distintas. La independencia entre ellas se corroboró con un nivel de confianza del 95 %.

### 4.3.2. Ecuación de evolución de la altura

Reemplazando en la ecuación (4.39)  $\theta$  por la expresión genérica del perfil vertical de temperatura potencial en función de la altura adimensionalizada ( $z/h$ ) (ver ecuaciones (4.47) y (4.48)) dada por:

$$\theta^*\left(\frac{z}{h}\right) = a + b\left(\frac{z}{h}\right) + c\left(\frac{z}{h}\right)^2 \quad (4.49)$$

resulta la siguiente expresión:

$$\frac{dh}{dt} + \beta \frac{1}{\Delta\theta} \frac{d\theta}{dt} h = - \frac{\overline{w'\theta'_s}}{\alpha \Delta\theta} \quad (4.50)$$

donde  $\alpha = 1 - a - \frac{b}{2} - \frac{c}{3}$ ,  $\beta = \frac{0.5 - \alpha}{\alpha}$  y  $\Delta\theta = \theta(h) - \theta_0$ . La ecuación (4.50)

resulta ser una ecuación diferencial ordinaria de primer orden:

$$h(t) = - \frac{\Delta\theta(t)^\beta}{\alpha} \int_{t_0}^t \overline{w'\theta'_s}(t) \Delta\theta(t)^{-(\beta+1)} dt \quad (4.51)$$

donde  $t_0$  es el tiempo en el cual comienza a generarse la capa límite nocturna. Con la ecuación (4.51) de la altura de la capa límite nocturna que es función del enfriamiento nocturno en superficie y del flujo de calor sensible nocturno. En el método utilizado para derivar la ecuación (4.51) se efectuaron las siguientes suposiciones:

- superficies lisas,
- homogeneidad horizontal,
- no se consideró advección horizontal y subsidencia,
- disminución lineal con la altura de la divergencia de flujo radiativo dentro de la capa límite,
- flujo de calor sensible despreciable en el tope de la capa límite, respecto de su valor en superficie.

Esta última suposición indica que el modelo puede ser aplicado a noches:

- con cielo despejado o poco nublado,
- con velocidad del viento moderada a débil (condiciones de estabilidad no neutral).

#### 4.3.3. Análisis de sensibilidad del modelo propuesto

Para realizar el análisis de sensibilidad del modelo, se utilizó la metodología propuesta por Mazzeo y Venegas (1991) basado en un estudio analítico. La sensibilidad de un modelo se define como la derivada parcial de la variable dependiente con respecto a una variable independiente (p), relativo a un valor de la misma:

$$\frac{\delta h}{h} = K^* \frac{\delta p}{p}$$

donde  $K^*$  es un coeficiente.

En el modelo propuesto las variaciones de la altura  $h$  dependen finalmente de las variaciones en el parámetro  $z_0$  y de  $\Delta\theta = \theta(h) - \theta_0$ , resultando la expresión (4.51) para su aplicación, si se utiliza la regla de los trapecios para la integración :

$$h(t) = \frac{\Delta\theta^\beta}{\alpha} \theta_0 \frac{z_0^{b/2}}{\sqrt{a}} \frac{\Delta t}{2} \left[ \Delta\theta(t' = 0)^{-(1+\beta)} + 2 \sum_{i=1}^{i=t-1} \Delta\theta_i^{-(1+\beta)} + \Delta\theta(t)^{-(1+\beta)} \right] \quad (4.52)$$

Si se analiza la variación diferencial relativa de  $h$  respecto de  $z_0$  y  $\Delta\theta$  resulta:

$$\frac{1}{h} dh(t) = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial z_0} dz_0 + \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial (\Delta\theta)} d(\Delta\theta) =$$

$$\left| \frac{\beta}{2} \right| \frac{dz_0}{z_0} + \left| \beta - (1 + \beta) \Delta\theta \left[ \frac{\Delta\theta_0^{-(2+\beta)} + 2 \sum_{i=1}^{i=t-1} \Delta\theta_i^{-(2+\beta)} + \Delta\theta_t^{-(2+\beta)}}{\Delta\theta_0^{-(1+\beta)} + 2 \sum_{i=1}^{i=t-1} \Delta\theta_i^{-(1+\beta)} + \Delta\theta_t^{-(1+\beta)}} \right] \right| \frac{d(\Delta\theta)}{\Delta\theta} \quad (4.53)$$

Si se considera para cada una de las iteraciones que  $\Delta\theta = \Delta\theta_{\max}$ , se obtiene:

$$\left| \Delta\theta \left[ \frac{\Delta\theta_0^{-(2+\beta)} + 2 \sum_{i=1}^{i=t-1} \Delta\theta_i^{-(2+\beta)} + \Delta\theta_t^{-(2+\beta)}}{\Delta\theta_0^{-(1+\beta)} + 2 \sum_{i=1}^{i=t-1} \Delta\theta_i^{-(1+\beta)} + \Delta\theta_t^{-(1+\beta)}} \right] \right| \approx 1 \quad (4.54)$$

Luego la expresión (4.53) queda representada por la siguiente ecuación:

$$\frac{dh}{h} = \frac{\beta}{2} \frac{dz_0}{z_0} + \frac{d(\Delta\theta)}{\Delta\theta} \quad (4.55)$$

La constante  $\beta$  varía entre 0 y 1, por lo tanto las variaciones más importantes serán introducidas por variaciones relativas de  $\Delta\theta$ , mientras que las variaciones en el parámetro de rugosidad tendrán una influencia menor.

#### 4.3.4. Verificación

El modelo fue verificado utilizando datos observados en los Proyectos O'Neill, Prairie Grass y Wangara, que **no fueron utilizados en la determinación de las ecuaciones (4.47) y (4.48)**. Se consideró el mismo criterio utilizado en los datos del punto 4.3.1., en cuanto a la definición de tope de la capa límite estable nocturna (ver 4.3.1). A partir de los datos de superficie observados en la estación sinóptica se calculó el flujo de calor sensible para la hora más próxima a las 02 hs, considerándose éste como la tasa de enfriamiento constante para toda la noche, mediante la expresión (ver ecuación 3.1):

$$\overline{w'\theta'} = - \frac{u_*^3 T}{g k L} \quad (4.56)$$

siendo  $u^*$  la velocidad de fricción en superficie,  $g$  la aceleración de la gravedad,  $k$  la constante de von Karman,  $T$  es la temperatura en el nivel de medición y  $L$  la longitud de Monin - Obukhov. Para condiciones estables, Venkatram (1980) propone que :

$$L = 1.1 \times 10^3 u_*^3 \quad (4.57)$$

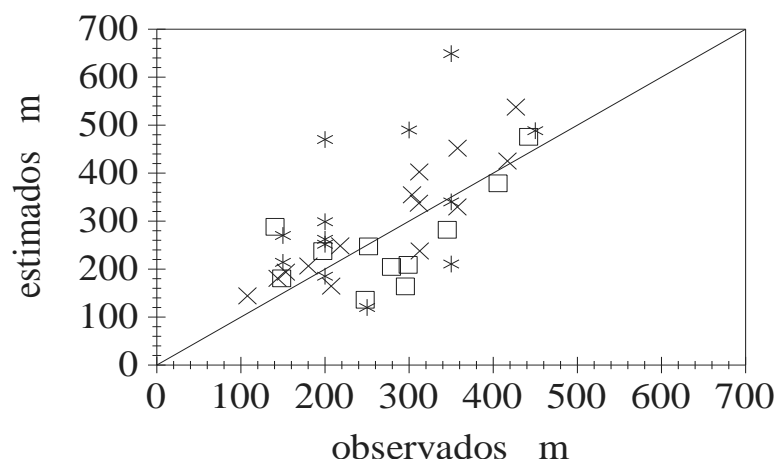
resultando que el flujo de calor en superficie puede estimarse mediante:

$$\overline{w'\theta'} = - C_1 T_0 \sqrt{L} \quad (4.58)$$

donde  $T_0$  es la temperatura en superficie. Si se considera  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$  y  $k = 0.4$ , resulta  $C_1 = 6.99 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{1/2}$ . Se consideró  $T_0$  como la temperatura observada en las estaciones sinópticas correspondiente a cada proyecto.

El valor de  $\Delta\theta$  se calculó como la diferencia entre la temperatura potencial en el tope de la capa estable nocturna observada y la temperatura potencial observada en superficie a la hora de la observación.

Aplicando la ecuación (4.51) se obtuvo la evolución de la altura de la capa límite nocturna a distintas horas, realizando una integración numérica utilizando el método de los trapecios, para 4 noches correspondientes a PO, durante las cuales se estimaron 14 valores de alturas de capa límite; 5 noches con 11 valores de alturas para PP y 4 noches con 13 estimaciones de altura de capa límite para PW (Tablas 4.X a 4.XII, Anexo Tablas). En la Figura 4.5 se observan las alturas estimadas con las observadas para cada uno de los tres proyectos considerados.



**Figura 4.5:** Valores de altura de capa de mezcla observados vs. estimados para los proyectos O'Neill (×), Prairie Grass (+) y Wangara (\*).

Tal como se observa a partir del gráfico, existe una buena estimación de los datos por el modelo propuesto para los datos de PO y de PP, debido a que presenta menor dispersión. Los datos de PW sin embargo, presentan mayor error en la estimación. Esto podría deberse al hecho de que los días de observación en este proyecto generalmente están vinculados a situaciones inestables, siendo posiblemente mayor la intensidad del viento nocturno, con lo cual prevalecería la producción mecánica de la turbulencia frente a la pérdida de energía por flujo vertical de calor sensible y divergencia vertical de flujo radiativo.

#### 4.3.5. Evaluación del modelo

Con el modelado de los procesos físicos atmosféricos se planteó la necesidad de seleccionar un conjunto de herramientas estadísticas que permitieran validar los mismos. Fox (1981) examinó técnicas cuantitativas para evaluar modelos de calidad de aire. Poco tiempo después Willmott (1982) sostuvo que la metodología propuesta por Fox (1981) era adecuada para aplicar en la validación de otros tipos de modelos aplicados a la meteorología, proponiendo además otros estadísticos para complementar la evaluación.

La mayor parte de los estadísticos propuestos tienen por objeto obtener información acerca de distintas medidas de las diferencias entre datos observados y estimados, así como también de la correlación entre ellos. Considera también útil la contribución de los gráficos en la evaluación y agrega un conjunto de indicadores de carácter global.

Se denomina  $O_i$  a la variable observada y  $P_i$  a la variable estimada aplicando el modelo, con  $i=1, \dots, n$ ; siendo  $n$  el número total de datos. La comparación estadística de estas dos variables es considerada por Fox (1981) como el método más exigente para evaluar un modelo.

Como medidas de tendencia central de las distribuciones de ambas variables se recomienda el cálculo de los promedios ( $\bar{O}$  y  $\bar{P}$ ), y como parámetros de dispersión las desviaciones estándares ( $\sigma_o$  y  $\sigma_p$ ). Además, se sostiene que el cálculo de la ordenada al origen ( $a$ ) y la pendiente ( $b$ ) de la regresión lineal por cuadrados mínimos,  $P_i' = a + b O_i$ , proporciona más información que el coeficiente de correlación lineal, definido como  $r = \frac{\text{cov}(O, P)}{\sigma_o \sigma_p}$ , siendo  $\text{cov}(O, P)$  la covarianza entre  $O_i$  y  $P_i$ ,  $\sigma_o$  la desviación estándar de los datos observados y  $\sigma_p$  la desviación estándar de los datos pronosticados; o el coeficiente de determinación ( $r^2$ ), respecto de la covarianza entre  $O_i$  y  $P_i$ . Fox (1981) recomienda el cálculo de distintas medidas de los residuos, de manera de resaltar algunos rasgos particulares de la información:

a) el error sesgado medio (ESM):

$$\text{ESM} = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)}{n} = \bar{O} - \bar{P} \quad (4.59)$$

b) la varianza de la distribución de las diferencias ( $O_i - P_i$ ) alrededor del ESM:

$$S_d^2 = \frac{\sum_{i=1}^n [(O_i - P_i) - \text{ESM}]^2}{n - 1} \quad (4.60)$$



c) el error cuadrático medio (ECM) o su raíz cuadrada (RECM):

$$RECM = (ECM)^{1/2} = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad (4.61)$$

d) el error absoluto medio (EAM):

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - P_i|}{n} \quad (4.62)$$

Según Willmott (1982) estos dos últimos son los más útiles ya que dan un valor medio de los residuos. El EAM es más sensible a los extremos que RECM, aunque es menos tratable desde el punto de vista matemático. Los dos primeros momentos de los residuos no dan según Willmott, valores de diagnóstico que justifiquen su inclusión, especialmente  $s_d^2$ , ya que su valor es el de ECM a menos de una constante:

$$s_d^2 = \frac{n}{n-1} [RECM^2 - ESM^2] \quad (4.63)$$

Sin embargo, el EAM y el RECM no son una medida relativa de la diferencia media. Es por ello que algunos autores han comenzado a calcular el error cuadrático medio normalizado (NECM) (Hanna y Paine, 1989; Hernandez et al, 1997) que da información acerca de la importancia relativa del promedio de los residuos:

$$NECM = \frac{ECM}{\overline{O} \overline{P}} \quad (4.64)$$

Otro aspecto que el EAM ó RECM no explican es la naturaleza de las diferencias obtenidas. Los errores calculados pueden ser de dos tipos: sistemáticos y no sistemáticos. Los errores no sistemáticos constituyen un número de pequeños efectos tal como la inclusión de una constante. La suma de estos efectos pueden ser positivos como negativos, afectando al valor final.

Un modelo apropiado debe tener errores sistemáticos que se aproximen a cero, mientras que el error no sistemático debe tender al ECM. Willmott (1982) propone que el error sistemático puede expresarse de la siguiente manera:

$$ECM_s = \frac{\sum_{i=1}^n (Pi' - Oi)^2}{n} \quad (4.65)$$

Dado que las diferencias descriptas por ECMs se pueden expresar mediante una función lineal, las mismas podrían reducirse realizando una nueva parametrización del modelo.

Para el error sistemático Willmott (1982) propone:

$$ECM_n = \frac{\sum_{i=1}^n (Pi - Pi')^2}{n} \quad (4.66)$$

Como el modelo es conservativo:

$$ECM = ECM_s + ECM_n \quad (4.67)$$

Los cocientes ECMs/ECM y ECMn/ECM expresan la proporción relativa de cada error en el cálculo de ECM. Estos errores, sistemáticos y no sistemáticos, pueden también ser expresados en unidades de Oi y Pi, tomando la raíz cuadrada de ECMs y ECMn. Luego la raíz cuadrada del error cuadrático medio puede expresarse (ver Gardiol, 1989):

$$RECM = [RECM_s^2 + RECM_n^2]^{1/2} \quad (5.68)$$

Una medida de la importancia relativa del valor medio de los residuos está dada por lo que Willmott (1982) definió como índice de concordancia:

$$d = 1 - \frac{n ECM}{\sum_{i=1}^n (|Pi''| + |Oi''|)^2} \quad 0 \leq d \leq 1 \quad (4.69)$$

donde  $Pi'' = Pi - \bar{O}$

$Oi'' = Oi - \bar{O}$

que puede interpretarse como una medida del grado de exactitud con que una variable es estimada por el modelo. El parámetro d da una medida del grado en que las desviaciones

alrededor de  $\bar{O}$ , corresponden tanto en magnitud como en signo, a las desviaciones de  $P_i$  respecto de  $\bar{O}$ . El error no explicado queda contenido en el numerador de d. Como d es un parámetro adimensional puede ser utilizado para efectuar comparaciones con otros modelos. Este parámetro se inestabiliza cuando el denominador es pequeño, por lo tanto se recomienda su uso junto con otros estadísticos de residuos.

Otro parámetro utilizado es el error fraccional (EF) (ver Stern y otros, 1984) que se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$EF_i = \frac{2(O_i - P_i)}{O_i + P_i} \quad (4.70)$$

El error fraccional tiene una distribución log-normal simétrica. Tiene el mismo valor numérico, pero con signo opuesto, para una sobrestimación de n veces el valor medio o una subestimación de 1/n veces dicho valor. O sea, si la sobrestimación es un factor 2,  $EF = -0.67$ , mientras que si la subestimación es de  $\frac{1}{2}$ ,  $EF = 0.67$ . El error fraccional medio (EFM) se obtiene:

$$EFM = \frac{\sum_{i=1}^n EF_i}{n} \quad (4.71)$$

El índice más comúnmente utilizado para analizar la relación entre una variable observada y otra estimada es el coeficiente de correlación r o de determinación ( $r^2$ ). Este último indica la proporción de la varianza explicada por las estimaciones del modelo. Willmott (1982) opina, que tanto r como  $r^2$  no están relacionados consistentemente con la exactitud de la predicción, o sea con el grado de exactitud con que las estimaciones del modelo se acercan a sus pares observados. Willmott (1981) demuestra que la correlación entre valores estimados y observados muy diferentes pueden resultar estar cercana a 1. También menciona que no es apropiado estimar la significancia de r, ya que generalmente no se cumplen los requisitos que las variables  $P_i$  y  $O_i$  deben cumplir estadísticamente para poder usar estos estimadores (p.e: que estén normalmente distribuidas).

Willmott (1982) enfatiza sobre el hecho de calcular intervalos de confianza y/o estudiar la significancia estadística y el testeo de hipótesis, ya que es poco lo que se puede saber acerca de las distribuciones estadísticas de  $P_i$  y  $O_i$ , así como también de los desvíos de muestreo contenidos en  $P_i$  y  $O_i$ .

Se calcularon los estadísticos hasta aquí presentados a partir de los valores estimados y observados de alturas de la capa límite nocturna. En la Tabla 4.XIII se encuentran los valores obtenidos para cada uno de los proyectos y para el conjunto de datos.

Tabla 4.XIII : Estadísticos calculados entre datos observados y estimados para los Proyectos O'Neill, Prairie Grass y Wangara.

<u>ESTADÍSTIC</u> <u>O</u>	<u>P. O'Neill</u>	<u>P. Prairie</u> <u>Grass</u>	<u>P. Wangara</u>	<u>Todos los</u> <u>Proyec.</u>
<b>n</b>	14	11	13	38
<b>O (m)</b>	272.10	277.50	257.70	261.80
<b>E (m)</b>	297.70	272.40	233.90	268.50
<b><math>\sigma</math> (m)</b>	50.00	52.10	81.70	64.50
<b>ESM (m)</b>	25.60	-5.10	-23.80	-0.19
<b>EAM (m)</b>	43.50	43.00	60.80	49.30
<b>RECM (m)</b>	52.80	50.00	82.10	63.70
<b>d</b>	0.93	0.91	0.66	0.87
<b>r</b>	0.87	0.98	0.75	0.81
<b>r<sup>2</sup></b>	0.76	0.96	0.57	0.67
<b>ECMs/ECM</b>	0.26	0.27	0.60	0.20
<b>ECMn/ECM</b>	0.74	0.73	0.40	0.80
<b>EF</b>	0.10	0.08	0.19	0.07

Se observa que el modelo en general sobrestima cuando se lo aplica a los datos de PO y subestima con los de PP y PW. La mayor dispersión se observa en PW, ya que la desviación estándar de los residuos es 81.7 m. Si se analiza EAM y RECM, se observa que el mayor error se produce en PW, hecho que se refleja en todos los estadísticos calculados para ese proyecto, especialmente si se compara RECM, que resulta ser casi 4

veces mayor en PW que en PO y PP. El índice de concordancia muestra una buena representación de los datos de PO y PP, mientras que la de los datos de PW es menor ( $d = 0.67$ ). En el conjunto de datos el índice de concordancia es 0.87, mostrando que en general el modelo es satisfactorio. También se observa que los errores sistemáticos son menores que los no sistemáticos, excepto en PW. El error sistemático para el conjunto de datos es 20 % y el no sistemático 80 %. Los errores fraccionales medios son bastante bajos, pudiéndose constatar que el 100 % de los datos cumplen la relación  $0.5 < O_i/P_i < 2$ .

Estos resultados indican que es posible aplicar el modelo para representar adecuadamente las capas límites nocturnas generadas en noches con cielo poco cubierto y con clases de estabilidad estables.

#### **4.3.6. Conclusiones**

A partir de la ecuación de balance de energía térmica turbulenta aplicada a una atmósfera estable, horizontalmente homogénea y sin considerar subsidencia, se obtuvo una ecuación que permite estudiar la evolución de la altura de la capa límite estable nocturna en zonas no urbanizadas.

Para ello, se obtuvieron parametrizaciones del perfil vertical de temperatura potencial dentro de la capa límite en función de la estabilidad atmosférica representada a través de la longitud de Monin - Obukhov. Estas expresiones resultaron ser funciones polinomiales de orden dos.

La verificación del modelo con datos micrometeorológicos muestra que el modelo pronostica en forma adecuada la altura de la capa límite estable nocturna en noches con cielo poco cubierto y vientos débiles. No se consideraron condiciones neutrales de estabilidad.

Para la validación del modelo se utilizó la metodología propuesta por Fox (1981) y Willmott (1982). Los distintos estadísticos obtenidos indican que los valores estimados a través del modelo ajustan adecuadamente a los valores observados, tendiendo el

modelo a producir una leve sobreestimación de la altura de la capa límite estable nocturna.

#### 4.4 ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE ESTABLE NOCTURNA EN ALGUNOS SITIOS DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Como se había mencionado anteriormente, la finalidad del desarrollo de un modelo de estimación de la altura de la capa límite estable nocturna es aplicarlo para su evaluación en diferentes lugares del territorio argentino. El comportamiento de la capa límite estable nocturna (CLEN) depende de las características del lugar, especialmente de la topografía. Es así, que la capa límite estable nocturna variará espacial y temporalmente.

Uno de los objetivos propuestos es evaluar las alturas de la capa límite estable nocturna esperables en distintas regiones de nuestro territorio. Para realizar esta tarea se utilizaron 6 estaciones meteorológicas sinópticas:

Estación	Latitud	Longitud	altura sobre mar
Resistencia Aero	27° 27'	59° 03'	52
Córdoba Aero	31° 19 '	64° 13'	474
Rosario Aero	32° 55'	60° 47'	27
Ezeiza Aero	34° 49'	58° 32'	20
Mar del Plata Aero	37° 56'	57° 35'	24
Cdro. Rivadavia Aero	45° 47'	67° 30'	61

La elección de estas estaciones se debió a que son pocas las estaciones sinópticas con información horaria que tienen digitalizadas la suficiente cantidad de datos, como para realizar un estudio.

A partir de 1993 el Servicio Meteorológico Nacional implementó un sistema, que actualmente trabaja en forma operativa, a través del cual la información observada ingresa directamente desde la red de comunicaciones a una base de datos digitalizada. Esto permitirá en el futuro realizar estudios más completos.

#### **4.4.1 Descripción de las estaciones meteorológicas y de la información utilizada**

El entorno de las estaciones Resistencia, Córdoba, Ezeiza y Comodoro Rivadavia fue descrito en el inciso 3.3.1. del Capítulo 3.3. A continuación se hará una descripción similar para las estaciones Rosario y Mar del Plata.

La estación Rosario está ubicada en una zona plana, de terrenos bajos, cubiertos con pasturas. No se encuentran en la zona cercana a la estación arboledas. La edificación del aeropuerto se encuentra a unos 70 m de distancia de la estación.

Mar del Plata está ubicada en un terreno llano, aproximadamente a 2 km de la costa del Mar Argentino. Tiene en derredor algunos árboles jóvenes de baja altura. El edificio del aeropuerto se encuentra aproximadamente a 80 m de distancia.

#### **4.4.2 Determinación de los parámetros de entrada**

Para que la ecuación (4.51) pueda ser aplicada utilizando información meteorológica de rutina observada en una estación meteorológica es necesario realizar diferentes consideraciones.

Para fijar los límites en el tiempo de integración hay que determinar la hora del anochecer y del amanecer. Según Wessels (1984) la transición de día a noche causa importantes cambios en el balance radiativo y en la estabilidad atmosférica. Generalmente la hora en la cual el sol tiene un ángulo de elevación de  $10^\circ$  o menos, es considerada como parte de la noche. En la determinación de las clases de estabilidad efectuadas por Pasquill (Panofsky y Dutton, 1984) las consideraciones efectuadas para separar las horas diurnas y nocturnas siguen adecuadamente el criterio de  $10^\circ$  de elevación del sol.

Si se considera que el comienzo del enfriamiento de la capa de superficie puede ser observado como el pasaje de pendiente infinita en el perfil de temperatura potencial del aire, a pendientes positivas, en el comienzo de la integración en la evaluación de la ecuación (4.51) el resultado tiende a infinito. Es por ello que se comenzó a calcular la



evolución de la altura de la CLEN una hora después del anochecer. El valor de la altura previo a ese instante se calculó con la ecuación propuesta por Zilitinkevich (1972) (4.15).

Para determinar la hora de la puesta y salida del sol se utilizó la ecuación de duración del día solar ( $2H$ ) de una estación ubicada en una latitud  $\varphi$  y una longitud  $\lambda$ , en un momento del año en el cual la declinación del sol es  $\delta$ :

$$\cos(H) = -\tan(\varphi)\tan(\delta) \quad (4.72)$$

obteniéndose que:

$$\text{hora } \frac{\text{anochecer}}{\text{amanecer}} = 12\text{hs} \pm \frac{12\text{hs}}{\pi} \arccos(H) \mp (\lambda - 15^\circ \text{us}) \text{hs}/15^\circ \quad (4.73)$$

donde us es el huso horario, siendo en nuestro país su valor 4.

Las variaciones en los contenidos de humedad en el aire de las capas bajas de la atmósfera deben ser tenidos en cuenta, ya que modifican los términos de la ecuación del balance radiativo en onda larga. Debido a la diferencia que existe en las características de este parámetro entre las estaciones, para la aplicación del modelo propuesto se utilizaron las temperaturas potenciales virtuales, ya que ello permitió realizar una comparación en los resultados obtenidos entre estaciones meteorológicas más adecuada. Luego, se supuso que dentro de la capa límite nocturna, la pendiente del perfil vertical de temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) es similar a la pendiente del perfil vertical de temperatura potencial ( $\theta$ ), y por lo tanto depende a su vez de las condiciones de estabilidad, cuantificadas en el desarrollo del modelo en rangos de  $z/L$ .

Para determinar el valor de  $\Delta\theta_v$ , se consideró que la capa residual de la mezcla diurna tiene una temperatura potencial virtual que corresponde con la temperatura virtual máxima alcanzada en superficie durante el día. Luego:

$$\Delta\theta_v = \theta_v(h) - \theta_{0_v}(t) = T_{v\max}\left(\frac{1000}{p}\right)^\eta - T_v(t)\left(\frac{1000}{p(t)}\right)^\eta \quad (4.74)$$

donde  $\eta = 0.286$ ,  $p$  es la presión atmosférica a la hora de la temperatura virtual máxima ( $T_v \max$ ), que fue aproximada a la observada en la hora previa a la ocurrencia de esta temperatura.  $T_v(t)$  y  $p(t)$  son la temperatura virtual y la presión en superficie observadas a la hora  $t$ .

Para calcular los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  en la ecuación (4.51), es necesario determinar el grado de estabilidad atmosférica obtenido por el valor de la longitud de Monin - Obukhov. La hora seleccionada como representativa de las características nocturnas fue las 02 hs. Para estimar  $L$  se utilizaron las ecuaciones propuestas por Irwin (1979) de  $L = L(z_0)$ , siendo  $z_0$  el parámetro de rugosidad del terreno. Estas ecuaciones surgen de obtener un ajuste de tipo potencial a las curvas propuestas por Golder (1972), las cuales relacionan valores de  $L$  para distintas rugosidades y distintas clases de estabilidad de Pasquill (1961). Las mismas fueron estimadas a partir del análisis de datos de difusión y micrometeorológicos observados en Kerang (Australia), Round Hill, O'Neill, Handford y Cabo Kennedy (EE.UU.). La clasificación de la turbulencia propuesta por Pasquill es de tipo cualitativo, y está basada en el valor de la velocidad del viento medida a 10 m de altura y una estimación cualitativa de la radiación solar durante el día y de la nubosidad durante el período nocturno. La estabilidad atmosférica se subdivide en seis clases, nominadas de la A (extremadamente inestable) a la F (moderadamente estable), con una clase D neutral representativa de condiciones con vientos intensos y sin convección. La ecuación propuesta por Irwin (1979) es:

$$L^{-1} = a z_0^{-b} \quad (4.75)$$

Los coeficientes  $a$  y  $b$  por él obtenidos son los siguientes:

Clase de Pasquill	a	b
A	- 0.08750	0.1029
B	- 0.03849	0.1714
C	- 0.00807	0.3049
D	0	0
E	0.00807	0.3049
F	0.03849	0.1714

donde  $z_0$  y  $L$  tienen unidades de metros. Los valores de  $z_0$  se estimaron utilizando la Tabla de valores típicos para diferentes condiciones de terreno (Panofsky y Dutton, 1984), en la cual se tienen en cuenta las características topográficas y el uso del suelo en el entorno de la estación meteorológica. Los valores obtenidos son los siguientes:

Estación	$z_0$ (m)
Resistencia	0.05
Córdoba	0.20
Rosario	0.03
Ezeiza	0.03
Mar del Plata	0.05
Comodoro Rivadavia	0.03

Para determinar la clase de estabilidad se utilizó el método sugerido por Turner (1964), que es una modificación al esquema propuesto por Pasquill (1961), en el cual trata de obtener un método objetivo para estimar la radiación incidente durante las horas diurnas. Turner estableció que las clases de estabilidad pueden ser denominadas de la siguiente manera: desde 1 - extremadamente inestable - a 7 - extremadamente estable, correspondiendo el valor 4 a la clase neutral. Asimismo, relacionó su clasificación con la de Pasquill, asumiendo que la clase 4 coincidía con la D, la clase 5 coincidía con la E y las clases 6 y 7 coincidían con la F, para los casos estables.

Una vez obtenido el valor de  $L$ , se calculó el transporte vertical turbulento de calor sensible, utilizando la ecuación (4.58). No se consideraron noches con cantidad de cielo

cubierto mayor que 5/8 tanto a las 02 hs como en períodos superiores a 4 horas, ya que el balance de radiación en onda larga se modifica notoriamente.

Luego se procede a realizar la integración de la ecuación utilizando el método de los trapecios de integración numérica, calculando la altura de la capa límite estable cada una hora, hasta el momento en el cual la temperatura observada en superficie comienza a incrementarse. La altura final así obtenida es considerada como la altura máxima de enfriamiento esperable para esa noche. Esta metodología fue aplicada para los datos de rutina observados en las estaciones meteorológicas anteriormente mencionadas.

### **4.4.3. Resultados**

#### **4.4.3.1. Resistencia**

De la información meteorológica de los 10 años de datos horarios (1976 - 1985) había en total una disponibilidad de 3651 noches posibles para el cálculo de  $h$ . De éstas, en 1003 noches hay ocurrencia de precipitación, en 687 noches la cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 a las 02 hs, 2 noches tiene datos faltantes, 697 noches en los cuales durante más de 4 horas hubo cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 y 142 noches en las cuales la temperatura en superficie no disminuyó con el transcurso de las horas, quedando un total de 1120 noches con posibilidades de calcular el espesor de la capa límite estable nocturna según el modelo propuesto. En total se pudieron calcular 1093 alturas, determinándose que los días restantes (27) la estabilidad atmosférica a las 02 hs correspondió a la clase neutral, con lo cual el transporte vertical turbulento de calor sensible resultaba nulo. En la Tabla 4.XIV se presentan los valores de parámetros estadísticos estacionales y anual obtenidos a partir de las alturas calculadas.

En la Figura 4.6 se observan los valores medios estacionales y las desviaciones estándares correspondientes. El valor medio máximo estacional se presenta en el otoño (172 m), mientras que la dispersión de datos es máxima en el verano. El mínimo estacional se encuentra en primavera (159 m). La variabilidad interestacional es 19 m.

Tabla 4.XIV: Estadísticos estacionales y anual en la serie de Resistencia para los años 1976 - 85. Unidad: metros

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	281	295	238	279	1093
<b>Promedio</b>	167	172	171	153	165
<b>Mediana</b>	155	165	158	141	155
<b>D. Estandar</b>	68	41	53	41	52
<b>Interv.Interc.</b>	38	38	36	30	38
<b>Mínimo</b>	39	83	107	86	39
<b>Máximo</b>	988	384	451	370	988
<b>Asimetría</b>	7.2	1.7	2.7	2.7	5.2
<b>Curtosis</b>	78.6	4.7	8.6	8.6	60.5

En la Figura 4.7 se observan las medianas estacionales y el intervalo intercuartílico correspondiente a cada estación del año en Resistencia. Nuevamente, el máximo se ubica en otoño (165 m) y el mínimo en primavera (141 m). Los rangos de alturas de CLEN en los cuales se concentra el 75 % de las alturas para cada estación no supera los 38 m. Durante la primavera este rango es menor. El máximo absoluto de altura se obtuvo en invierno (451 m). Se obtiene en el verano un valor de 988 m pero este es un resultado aislado dentro de la distribución de alturas observadas para esa estación.

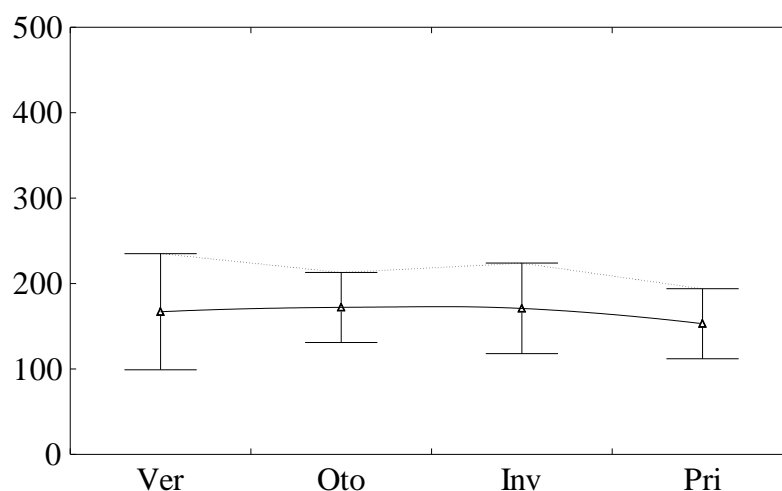
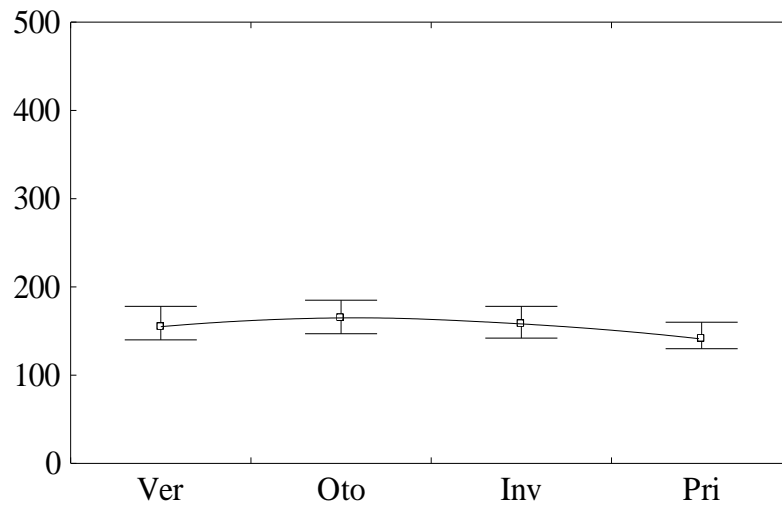
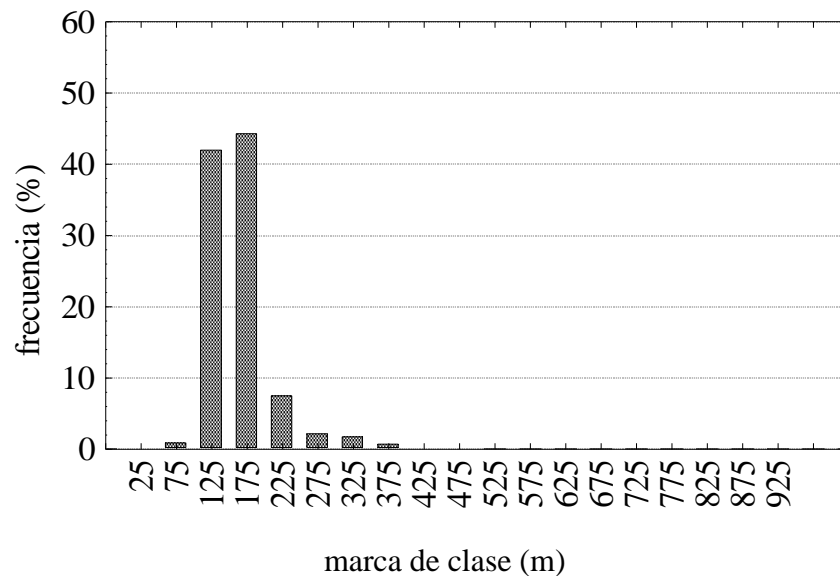


Figura 4.6: Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) en Resistencia Aero

En un estudio de inversiones nocturnas realizado en Edmonton ( $53^{\circ} 19' N$ ,  $113^{\circ} 38' W$ ) Alberta (Canadá), Myrick et al (1994), observaron con globos cautivos inversiones de 1400 m de espesor en invierno y de 800 m en primavera (valores máximos). Ellos encuentran que la altura mediana máxima estacional se produce en invierno y la mínima en primavera. En el caso de Resistencia el valor mínimo también se produce en primavera, pero el máximo se produce en el otoño.



**Figura 4.7:** Valores de la mediana (m) e intervalos intercuartílicos (m) estacionales en Resistencia Aero



**Figura 4.8:** Histograma de frecuencias relativas de ocurrencia de alturas de CLN con intervalos de 50 m para el período 1976 - 1985 en la estación Resistencia Aero.

En la Figura 4.8 está representado el histograma de frecuencias relativas de alturas de capa límite estable nocturna para intervalos de 50 m comprendiendo a todos los datos de Resistencia. Se observa que las mayores frecuencias se encuentran en los intervalos que agrupan alturas entre [100,200) m con un 86.3 % de datos y alturas entre [200,300) m con un 9.6 % de los valores. El total de casos con alturas mayores que 400 m es 5 para todo el período de 10 años.

#### 4.4.3.2. Córdoba

En la estación Córdoba las noches con precipitación fueron de 868, 897 noches con cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 a las 02 horas, 5 noches por datos faltantes, 721 noches con más de 4 hs con cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 y 274 noches en las cuales no se observó enfriamiento en superficie. Quedaron disponibles 949 noches, de las cuales al resultar 197 días con clase neutral a las 02 hs, permitió totalizar 689 alturas de capa límite estable nocturna en el período de 10 años seleccionado. En la Tabla 4.XV se encuentran los estadísticos obtenidos a partir de la información calculada, para las cuatro estaciones del año y el período anual.

Tabla 4.XV: Estadísticos estacionales y anual en la serie de Córdoba para los años 1976 - 85. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	172	190	157	170	689
<b>Promedio</b>	213	200	202	189	201
<b>Mediana</b>	170	172	163	161	167
<b>D. Estandar</b>	101	81	94	79	89
<b>Inter.Interc.</b>	69	54	59	48	59
<b>Mínimo</b>	66	72	45	107	45
<b>Máximo</b>	571	488	480	411	571
<b>Asimetría</b>	1.5	1.7	1.5	1.5	1.6
<b>Curtosis</b>	1.2	2.0	1.0	1.0	1.6

En la Figura 4.9 se encuentran graficados los valores medios estacionales con sus respectivas desviaciones estándares. El valor medio máximo estacional se produce en verano (213 m), mientras que el mínimo ocurre en primavera (189 m). La variabilidad interestacional es 24 m. La desviación estándar demuestra que son muy similares en otoño y primavera, siendo la de mayor valor la de verano.

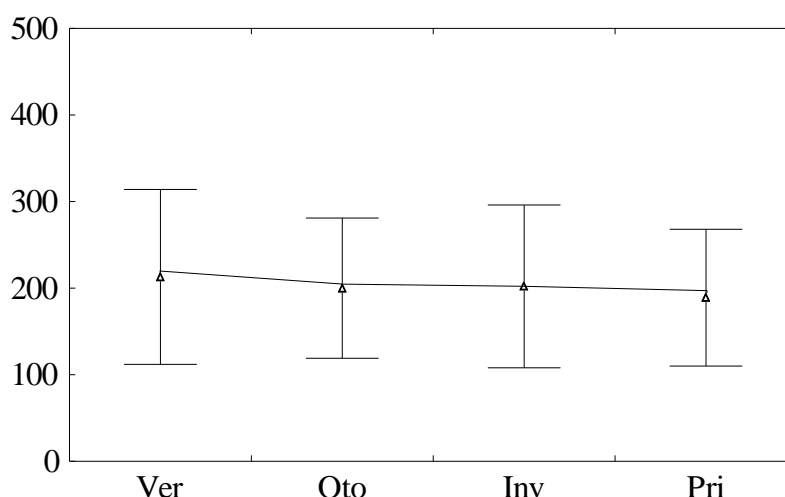


Figura 4.9: Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) estacionales en Córdoba Aero.

Como los valores estacionales de asimetría y curtosis son semejantes, se puede deducir que las distribuciones estacionales son similares, en cuanto a su forma. En otoño se obtiene la mayor curtosis. El menor intervalo intercuartílico se observa en primavera, mientras que el máximo se produce en verano. En la Figura 4.10 están graficados los valores medianos y los intervalos intercuartílicos estacionales para Córdoba. Las medianas difieren poco entre sí, encontrándose el máximo en otoño (172 m) y el mínimo en primavera (161 m). También se observa que el intervalo entre el 1er. y 3er. cuartil es mayor en invierno que en otoño, mostrando una mayor frecuencia de ocurrencia de alturas mayores en invierno que en otoño. Un resultado similar puede extrapolarse de los resultados obtenidos para el verano.



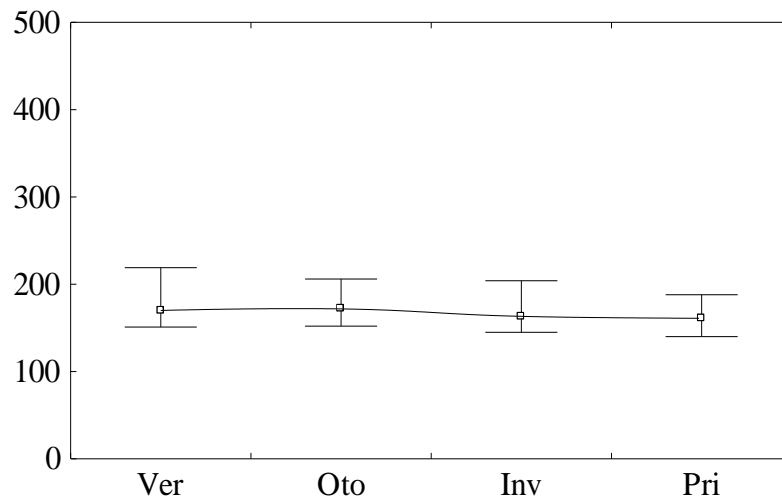


Figura 4.10: Valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales en Córdoba Aero (Unidad: m).

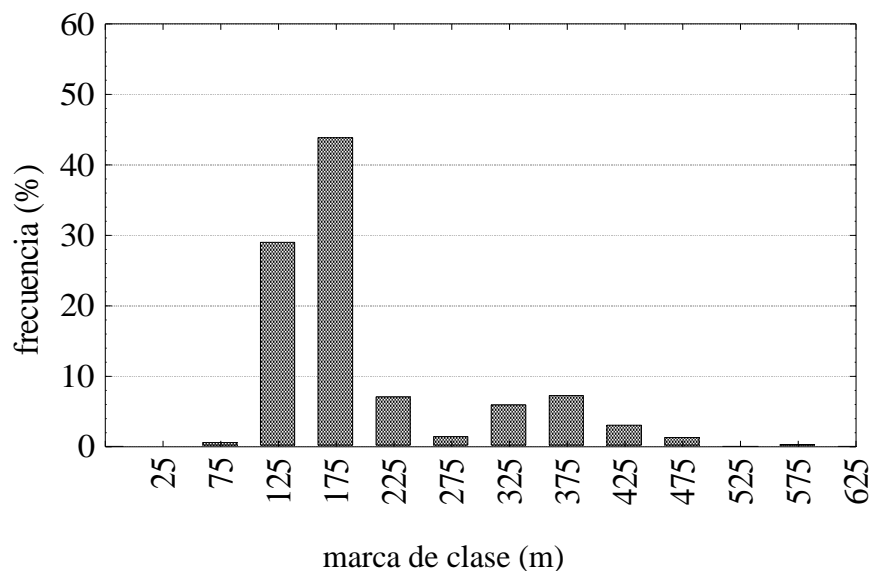


Figura 4.11: Histograma de frecuencias relativas de alturas de CLEN con intervalos de 50 m para el período 1976 - 1985 en la estación Córdoba Aero.

La distribución de frecuencias relativas de altura de CLEN en Córdoba Aero (Figura 4.11) muestra que cerca del 73 % de la información se agrupa en los intervalos [100,150) m y [150,200) m, y un segundo grupo en los intervalos que contienen alturas entre 300 m y 450 m con una frecuencia de ocurrencia del 16.3 %. El porcentaje de casos de alturas mayores a 400 m para todo el período considerado fue de 4.6 %.

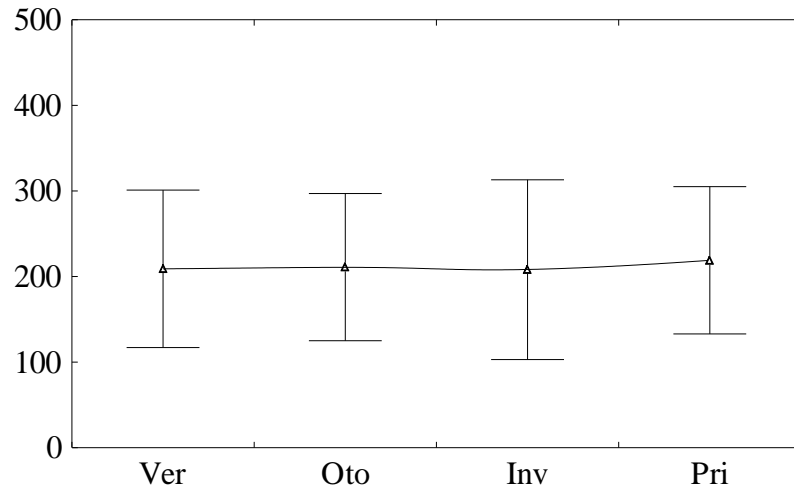
#### 4.4.3.3. Rosario

En esta estación meteorológica se presentaron 953 noches con precipitación, 656 noches con cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 las 02 hs, 2 noches con dato faltante, 525 noches con cielo cubierto mayor a 5/8 durante más de 4 horas y 180 noches durante las cuales prácticamente no disminuyó la temperatura en superficie. Resultan disponibles 1335 noches para el cálculo, de las cuales 385 tuvieron condiciones de estabilidad nocturna de tipo neutral a las 02 hs. Luego, la cantidad de noches utilizadas para realizar los cálculos con el modelo propuesto resultó ser de 950 días. En la Tabla 4.XVI se encuentran los valores de los parámetros estadísticos calculados para las cuatro estaciones del año y el período anual con las alturas calculadas.

Tabla 4.XVI: Estadísticos estacionales y anual en la serie de Rosario para los años 1976 - 85. Unidad: metros

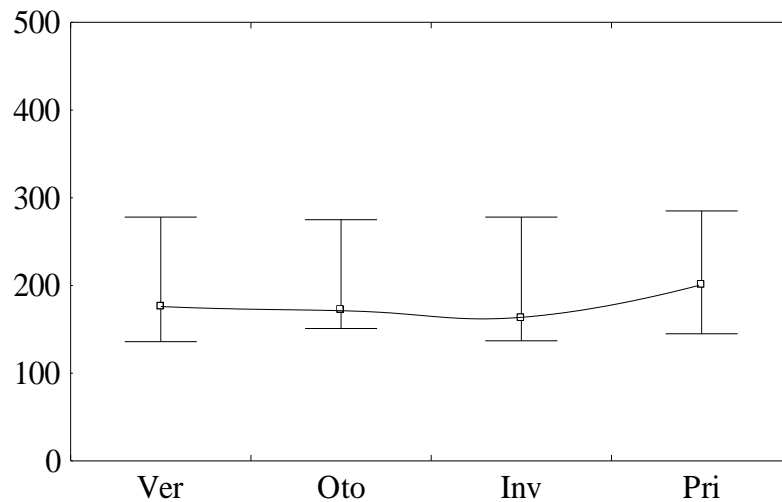
Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	253	252	222	223	950
<b>Promedio</b>	209	211	208	219	211
<b>Mediana</b>	176	172	164	201	173
<b>D. Estandar</b>	92	86	105	86	92
<b>Interv.Interc.</b>	143	124	141	140	136
<b>Mínimo</b>	84	88	81	103	81
<b>Máximo</b>	646	687	1092	535	1092
<b>Asimetría</b>	1.0	1.4	3.2	0.7	1.8
<b>Curtosis</b>	1.0	3.0	21.4	-0.2	9.0

En las Figuras 4.12 y 4.13 se encuentran graficados los valores medios y sus desviaciones estándares estacionales y los valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales, respectivamente. Se observa que no hay una variación muy importante en el promedio entre estaciones (variación interestacional 11 m). Los valores máximo medio y mediano se producen en primavera (219 m y 201 m) y el mínimo en invierno (208 m y 164 m), teniendo un comportamiento contrario al esperado.



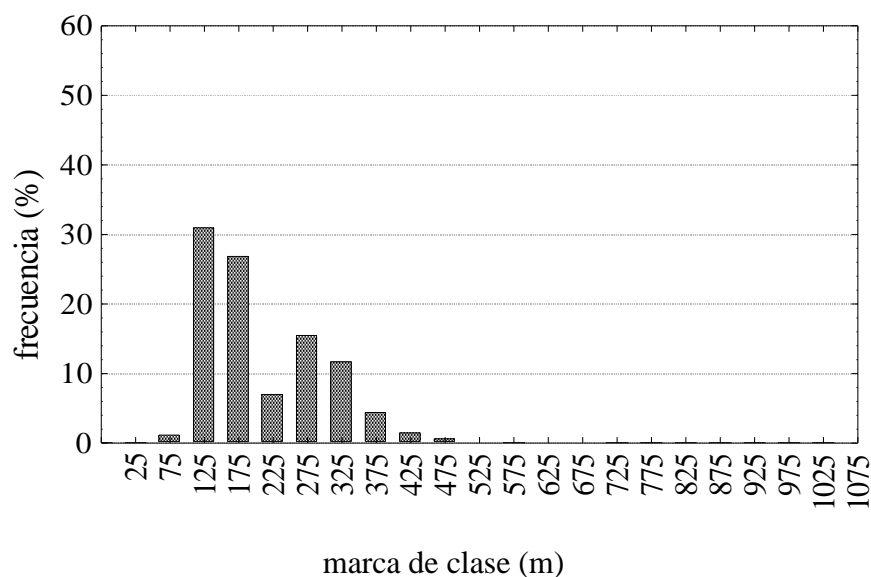
**Figura 4.12:** Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) estacionales en Rosario Aero.

La desviación estándar de invierno es la mayor debido a que se produce el mayor rango de alturas calculadas. Asimismo, se observa que los intervalos intercuartílicos son similares en invierno, primavera y verano, siendo mínimo en otoño. La dispersión de alturas es mayor en invierno y tienen igual valor en otoño y primavera.



**Figura 4.13:** Valores medianos (m) e intervalo intercuartílico (m) estacionales en Rosario Aero.

De la distribución de frecuencias de alturas de CLEN en intervalos de 50 m se observa que aproximadamente el 81.4 % de las alturas obtenidas a través del modelo tienen valores por debajo de los 300 m. Sólo en el 2 % de los casos las alturas resultan mayores a los 400 m.



**Figura 4.14:** Histograma de frecuencias relativas de ocurrencia de alturas de CLEN en intervalos de 50 m para el período 1976 - 1985 en la estación Rosario Aero.

#### 4.4.3.4. Ezeiza

En Ezeiza se presentaron 956 noches con precipitación, 798 noches por cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 a las 02 hs, 11 noches con dato faltante, 784 noches con más de 4 horas de cielo cubierto mayor a 5/8 y 159 noches con pocas horas de enfriamiento en superficie. Se utilizaron un total de 751 casos para el cálculo de la altura de capa límite estable nocturna, habiéndose producido un total de 192 noches con clase de estabilidad neutral. La Tabla 4.XVII muestra los valores de los parámetros estadísticos estacionales y los anuales obtenidos a partir de las alturas calculadas con el modelo propuesto.

En la Figura 4.15 se encuentran graficados los valores medios estacionales y sus respectivas desviaciones estándares. En esta estación, el máximo valor medio se produce durante el invierno (189 m), mientras que el mínimo se produce en verano (152 m). La desviación estándar tiene un valor mayor en invierno que en las otras estaciones.

Tabla 4.XVII: : Estadísticos estacionales y anual en la serie de Ezeiza para los años 1976

- 85. Unidad: metros

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	207	222	148	174	751
<b>Promedio</b>	152	165	189	160	165
<b>Mediana</b>	128	151	162	140	145
<b>D. Estandar</b>	72	58	81	67	70
<b>Inter.Interc.</b>	48	40	68	53	57
<b>Mínimo</b>	58	63	62	43	43
<b>Máximo</b>	693	497	469	419	693
<b>Asimetría</b>	3.2	2.5	1.6	1.8	2.3
<b>Curtosis</b>	16.1	8.4	2.4	3.0	7.4

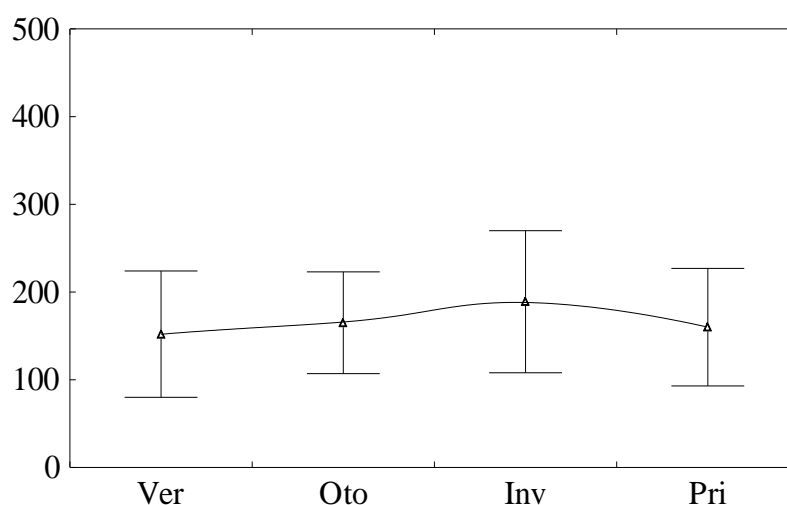
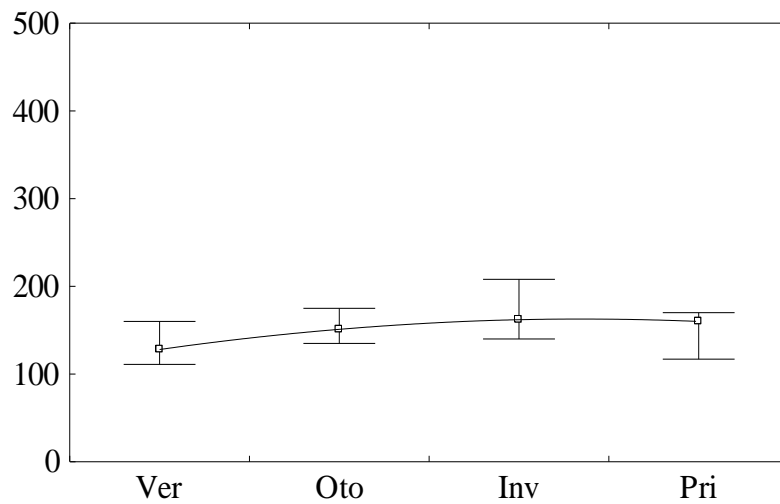
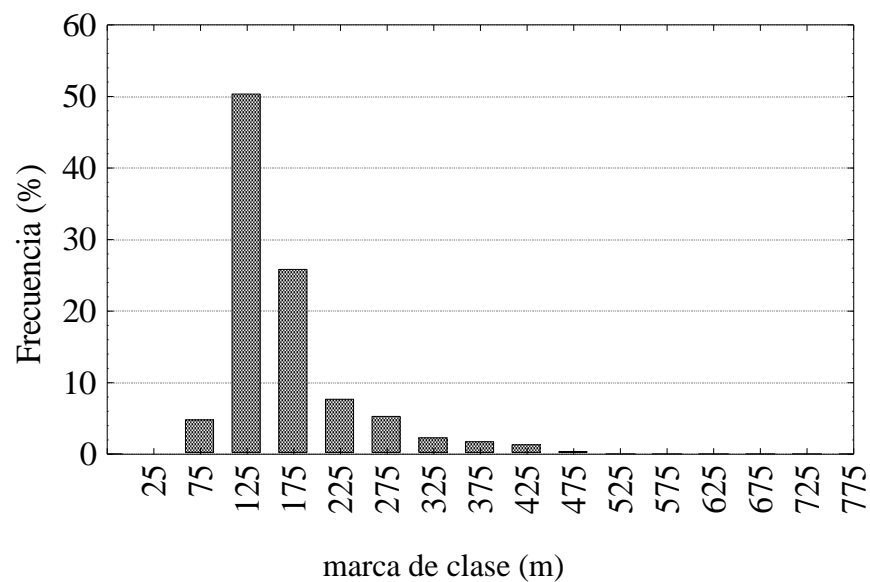


Figura 4.15: Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) estacionales en Ezeiza Aero.

En la Figura 4.16 están graficados los valores medianos e intervalos intercuartílicos estacionales. El máximo también se encuentra en invierno y el mínimo en verano. El rango de alturas que agrupa al 75 % de los datos es máximo en invierno y mínimo en otoño. En la Figura 4.17 se observa la distribución de frecuencias relativas de ocurrencia de alturas de CLEN en intervalos de 50 m. Cerca del 89 % de las alturas tiene valores por debajo de los 250 m. Sólo el 0.5 % de alturas superan los 400 m.



**Figura 4.16:** Valores medianos (m) e intervalo intercuartílico (m) estacionales en Ezeiza Aero.



**Figura 4.17:** Histograma de frecuencias relativas de alturas de CLEN en intervalos de 50 m para el período 1976 - 1985 en la estación Ezeiza Aero.

#### 4.4.3.5. Mar del Plata

En esta estación meteorológica no se contabilizan 1049 noches por precipitación, 851 noches por cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8 a las 2 de la mañana, 13 noches por falta de dato, 637 noches con más de 4 horas con cielo cubierto mayor a 5/8 y 142

noches durante las cuales prácticamente no hubo disminución de temperatura. Quedan disponibles para el cálculo 959 casos, de los cuales 227 son noches con ocurrencia de clase de estabilidad de tipo neutral. En la Tabla 4.XIX se encuentran los estadísticos estacionales y anuales estimados a partir de las alturas calculadas. Todos los resultados se encuentran expresados en metros.

Tabla 4.XIX: : Estadísticos estacionales y anual en la serie de Mar del Plata para los años 1976 - 85. Unidad: metros.

<b>Estadístico</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Anual</b>
<b>Muestra</b>	217	204	153	158	732
<b>Promedio</b>	179	196	223	173	192
<b>Mediana</b>	150	166	189	147	164
<b>D. Estandar</b>	82	97	97	75	90
<b>Interv.Interc.</b>	107	65	119	82	92
<b>Mínimo</b>	33	78	72	79	33
<b>Máximo</b>	464	770	552	504	770
<b>Asimetría</b>	1.1	2.7	1.3	1.7	1.8
<b>Curtosis</b>	1.1	10.2	3.1	3.3	5.1

En la Figura 4.18 se observan los valores estacionales de la altura media de esta estación meteorológica junto con sus desviaciones estándares. El máximo valor se produce en invierno (223 m) y el mínimo en primavera (173 m), mientras que la desviación estándar es máxima en otoño y mínima en primavera. Se observa en esta estación, al igual que en Ezeiza, que hay una mayor variación estacional tanto de los valores medios (50 m) como de los medianos obtenidos.

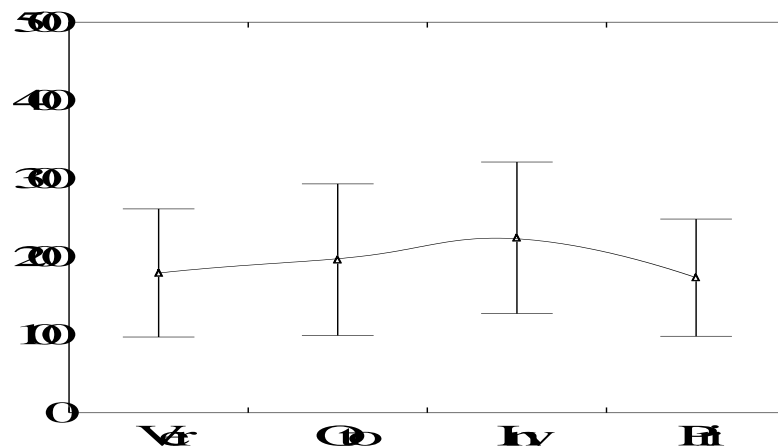


Figura 4.18: Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) estacionales en Mar del Plata Aero.

En el caso de los valores medianos (Figura 4.19), nuevamente se observa el esquema que presenta el máximo en invierno y mínimo en primavera. Se observa que el intervalo intercuartílico es máximo en invierno y mínimo en otoño. En ambas Figuras 4.18 y 4.19 se observa que la distribución de alturas tiene una dispersión importante alrededor de medias y medianas.

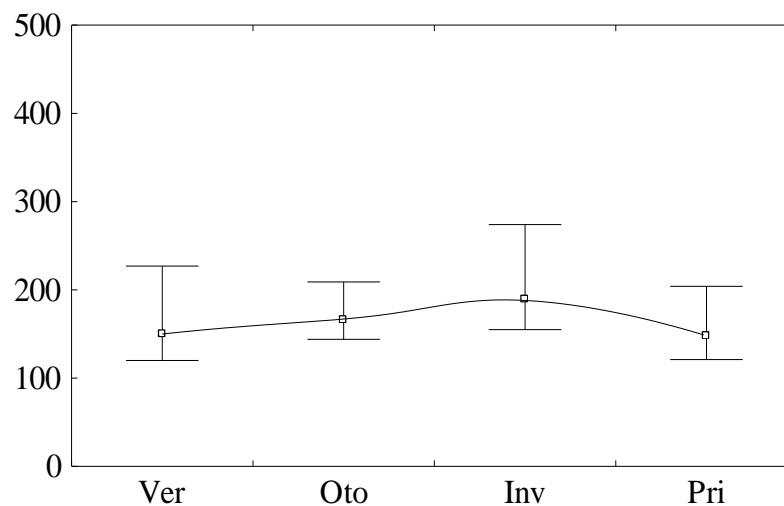
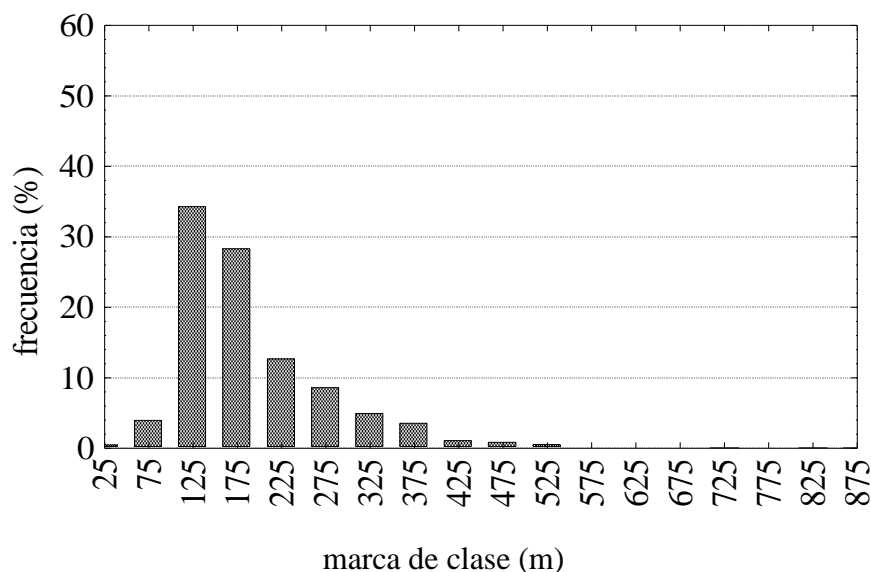


Figura 4.19: Valores medianos (m) e intervalo intercuartílico (m) estacionales en Mar del Plata Aero.





**Figura 4.20:** Histograma de frecuencias relativas de alturas de CLEN para el período 1976 - 1985 en intervalos de 50 m en Mar del Plata Aero.

La distribución anual de frecuencias relativas de ocurrencia de alturas de CLEN en intervalos de 50 m (Figura 4.20), muestra que prácticamente el 88.4 % de las alturas tienen valores inferiores a 300 m. Exceptuando Ezeiza, se observa que la distribución de Mar del Plata tiene un valor medio en general mayor al de las otras estaciones meteorológicas analizadas hasta ahora, indicando un aumento con la latitud de los valores medios de las alturas de CLEN.

#### 4.4.3.6. Comodoro Rivadavia

En esta estación meteorológica se observan 645 noches con precipitación, 744 noches con cantidad de cielo cubierto mayor a 5/8, 16 noches con dato faltante, 539 noches con más de 4 horas de cielo cubierto mayor a 5/8 y 199 noches con poco enfriamiento en superficie. En total se obtuvieron sólo 191 cálculos de altura de capa límite estable nocturna, ya que en 1317 casos se presenta clase de estabilidad de tipo neutral a las 02 hs, característica debida a los vientos intensos que prevalecen sobre esta estación meteorológica. En la Tabla 4.XX se encuentran los estadísticos estacionales y anual, obtenidos de las alturas calculadas. Se observa que la cantidad total de datos (206) es inferior a la utilizada en las otras estaciones meteorológicas.

Tabla 4.XX: : Estadísticos estacionales y anual en la serie de Comodoro Rivadavia para los años 1976 - 85. Unidad: metros

Estadístico	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Muestra</b>	60	51	34	46	191
<b>Promedio</b>	181	221	246	164	199
<b>Mediana</b>	131	176	250	118	159
<b>D. Estandar</b>	124	125	95	122	122
<b>Interv.Interc.</b>	134	108	150	108	147
<b>Mínimo</b>	34	94	101	58	34
<b>Máximo</b>	856	639	432	716	856
<b>Asimetría</b>	3.0	1.7	0.22	2.8	2.0
<b>Curtosis</b>	13.9	2.1	1.1	9.5	5.8

Al igual que en Ezeiza y Mar del Plata (Figura 4.21) en esta estación meteorológica el valor medio máximo se produce en invierno mientras que el mínimo se encuentra en primavera.

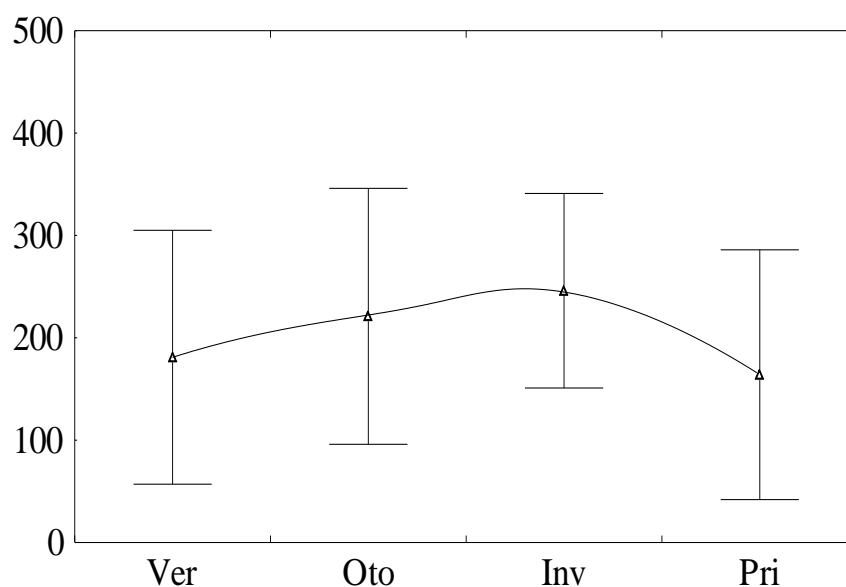


Figura 4.21: Valores medios (m) y desviaciones estándares (m) estacionales en Comodoro Rivadavia Aero.

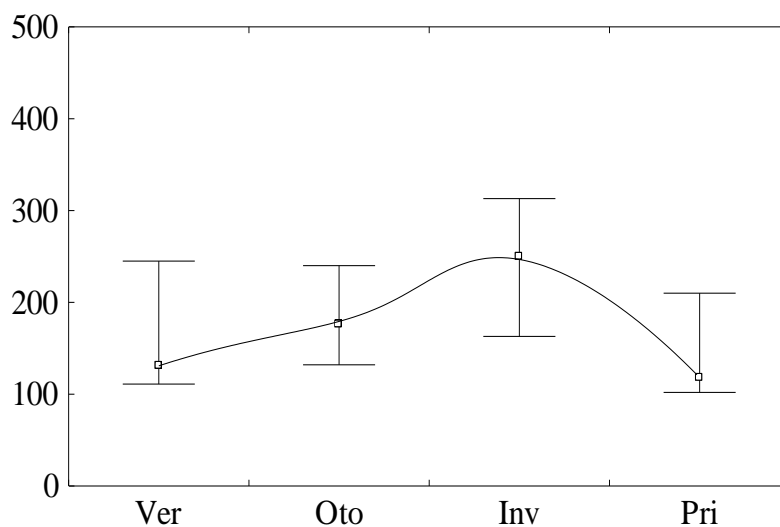


Figura 4.22: Valores medianos (m) e intervalo intercuartílico (m) estacionales en Comodoro Rivadavia Aero.

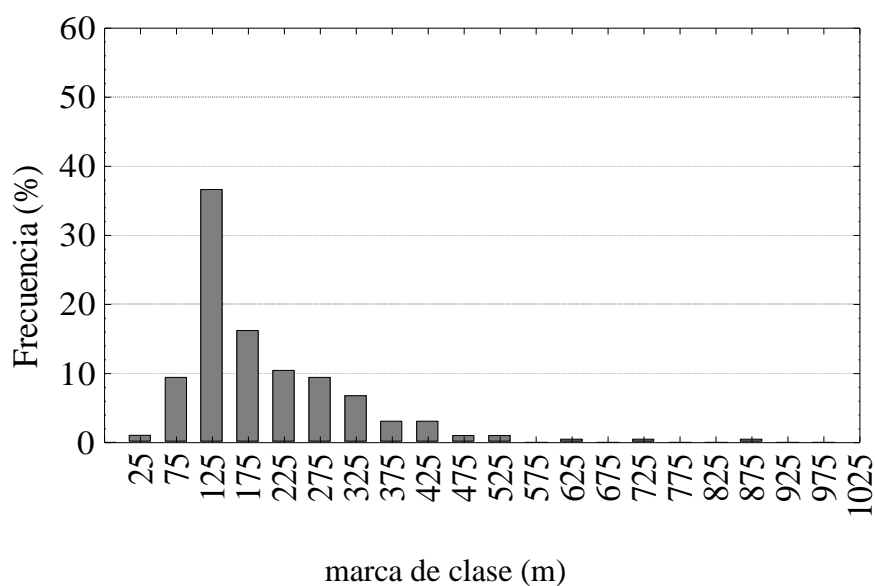


Figura 4.23: Histograma de frecuencias relativas en intervalos de 50 m de alturas de CLIN para el período 1976 - 1985 en la estación Comodoro Rivadavia Aero.

La desviación estándar es máxima en otoño y mínima en invierno. Esta estación tiene con Mar del Plata los valores medios estacionales más elevados, hecho que se refleja en la observación visual de la distribución. El 83.2 % de las alturas se distribuyen en

alturas inferiores a 300 m (Figura 4.23), mientras que ese porcentaje de alturas es inferior al observado en las estaciones ubicadas más al norte.

#### **4.4.4 Conclusiones**

Se puede observar en las tres estaciones analizadas que están sometidas al régimen de viento de los oestes la altura media de la CLEN tienen, en general, su máximo valor medio en invierno, mientras que el mínimo se observa en primavera u otoño, siendo éste un resultado análogo al encontrado por Myrick et al (1994). La estación meteorológica que tiene la altura media de capa límite estable nocturna más elevada en invierno es Comodoro Rivadavia (246 m), mientras que la menor es Ezeiza con 189 m. En cambio, en las estaciones ubicadas al norte (Resistencia, Córdoba y Rosario), no queda claro determinar en cuál estación se produce el mínimo y máximo valor medio o mediano estación.

En Resistencia, Córdoba, Rosario y Ezeiza se observa que entre el 85 a 97 % de los casos las alturas de CLEN son menores a 300 m, mientras que en Mar del Plata y Comodoro Rivadavia para obtener ese porcentaje hay que considerar alturas inferiores a 400 m. Esto demostraría un aumento de los valores medios de la altura de la CLEN con la latitud. Ezeiza, sin embargo, posee los valores más bajos de alturas de CLEN en casi todas las estaciones del año respecto de las otras estaciones meteorológicas.

#### 4.5. CARACTERIZACIÓN REGIONAL DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE ESTABLE NOCTURNA

Con el objeto de analizar el comportamiento de la altura de la capa límite nocturna obtenido en diferentes estaciones meteorológicas, se graficaron los cortes latitudinales de la variación estacional de las alturas de la CLEN en las distintas estaciones (Figuras 4.24 a 4.28). En el eje de las abscisas se muestra la ubicación relativa entre las estaciones estudiadas proyectadas sobre un meridiano. Existe una gran diferencia en el número de datos estacionales utilizados para la evaluación de la altura de la CLEN en cada estación meteorológica, especialmente en Comodoro Rivadavia, debido a la gran cantidad de noches en las cuales hay predominio de condiciones de estabilidad de tipo neutral, lo cual impide la formación de inversiones de temperatura con base en superficie. En el análisis que se presenta a continuación esta inhomogeneidad en la cantidad de datos por estación debe tenerse en cuenta.

##### 4.5.1. Verano

Durante el verano los valores de CLEN (Figura 4.24) oscilan para todas las estaciones meteorológicas entre 213 m (Córdoba) y 152 m (Ezeiza).

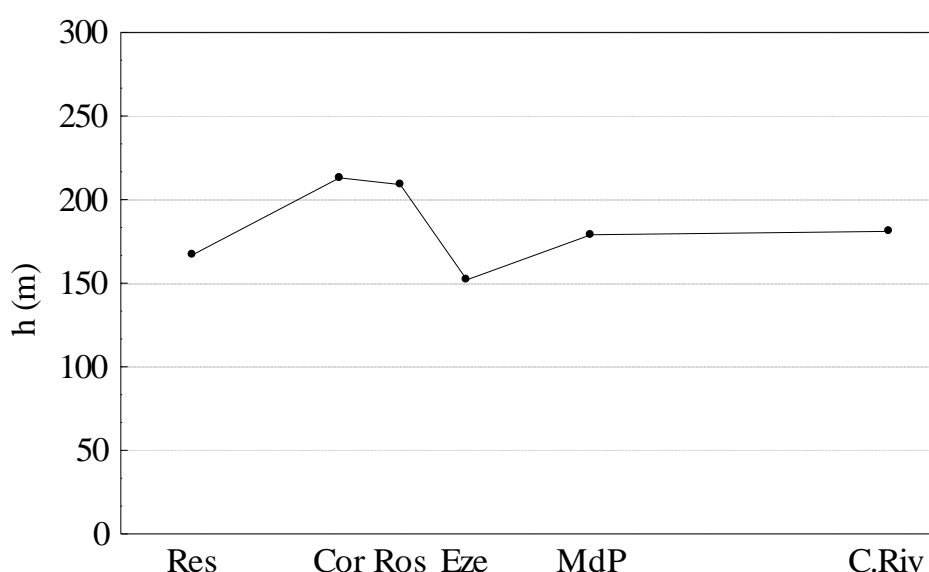


Figura 4.24: Valores medios de altura de CLEN obtenidos durante el verano.

Córdoba y Rosario tienen valores de CLEN estacionales elevados respecto de los obtenidos en las otras estaciones. Ezeiza tiene el valor mínimo estacional, mientras que Mar del Plata y Comodoro Rivadavia tienen valores medios similares.

Con el objeto de estudiar el efecto de la dirección del viento en las alturas medias de la capa límite nocturna, se analizaron en los días de cálculo la frecuencia de ocurrencia de direcciones de viento para cada una de las estaciones meteorológicas a las 02 hs, las cuales están presentadas en las Tablas 4.XXI a 4.XXVI al final de este capítulo.

Resistencia tiene a las 02 hs una alta frecuencia de ocurrencia de noches con calma (81.9 %) y en el resto de los casos el viento proviene mayormente del sector N-E (12.6 %). Este alto porcentaje de calmas produce alturas de CLEN bajas, debido a un transporte vertical turbulento de calor mínimo bajo estas condiciones, ya que se consideró que la capa tenía gran estabilidad vertical. Córdoba tiene el 37.5 % de frecuencia de ocurrencia de noches con calma, concentrándose el viento en los otros casos en el cuadrante W-N con una frecuencia de ocurrencia de 57.5 %. En Rosario hay una variabilidad en la frecuencia de ocurrencia de direcciones de viento, con una distribución un tanto más homogénea, siendo las direcciones de mayor frecuencia de ocurrencia el Este (21.3 %) y Sur (15.1 %).

Ezeiza es una estación meteorológica que presenta ciertas particularidades. Camilloni (1995) encuentra que comparando la serie de temperatura media anual con una serie de temperatura media anual rural obtenida a partir de un modelo teórico, Ezeiza presenta una tendencia promedio entre 1965 y 1991 de 0.04 °/año, mientras la serie rural estimada indica un calentamiento de 0.02 °/año, similar a lo observado en otras estaciones rurales (Gualeguaychú y Rosario). Concluye a partir de estos resultados que Ezeiza tiene una influencia urbana sobre la temperatura. Esta influencia, indicaría que la temperatura mínima que se observa en esta estación es mayor a la que se observaría en una estación ubicada en la misma región, pero con características netamente rurales. Una temperatura mínima mayor implica una menor tasa de enfriamiento durante la noche, y por lo tanto una altura de capa límite nocturna inferior a la que se esperaría si la estación no tuviera influencia urbana. Durante el verano, en Ezeiza el viento tiene dirección desde la zona urbana (direcciones N, NE y E) con una frecuencia de 44.5 %,

mientras que su dirección es desde la zona rural hacia la ciudad (direcciones S, SW y W, que son las que atraviesan la costa) un 15.2 % de las veces (dirección de la costa NW - SE). Por lo tanto, esta estación recibe viento que advecta características urbanas prácticamente un 45 % de las veces en esta estación del año. Además un 23.3 % de casos se producen con calma en superficie. Por todas estas consideraciones Ezeiza, es la estación meteorológica de las estudiadas que presenta el mínimo valor durante casi todas las estaciones del año, tal como se mencionará en los párrafos siguientes.

En Mar del Plata (dirección de la costa SW - NE) y Comodoro Rivadavia (dirección de la costa N-S), el viento proviene en general desde el continente ( 54.5 % y 41.6 %, respectivamente). El porcentaje de ocurrencia de casos con calma en superficie es de 28.1 % en Mar del Plata y 46.1 % en Comodoro Rivadavia, mientras que vientos desde el mar ocurren un 8,66 % en la primera y 6.15 % en la segunda.

#### **4.5.2. Otoño**

Durante el otoño las alturas de CLEN (Figura 4.25) oscilan entre 221 m (Comodoro Rivadavia) y 165 m (Ezeiza). Rosario tiene una altura media de 211 m. No hay una gran variación entre las estaciones, excepto en Ezeiza, que tiene un valor mínimo respecto de las otras estaciones.

Si se analiza la rosa de vientos de otoño a las 02 hs. para Ezeiza en aquellos días en los que se obtuvo el valor de CLEN, se observa que el 27 % de las noches el aire proviene desde la ciudad, el 30 % fluye desde zonas rurales y el 30.9 % se producen calmas en superficie. La diferencia entre valores medios extremos de la altura de la capa límite estable nocturna es 51 m, mientras que en el verano esa diferencia es 63 m

En Resistencia continúa con altas frecuencias los casos de noches en las cuales hay calma en superficie siendo mínimo el transporte vertical de calor hacia superficie, por lo tanto el valor de las alturas de CLEN resulta bajo, respecto de las otras estaciones meteorológicas.

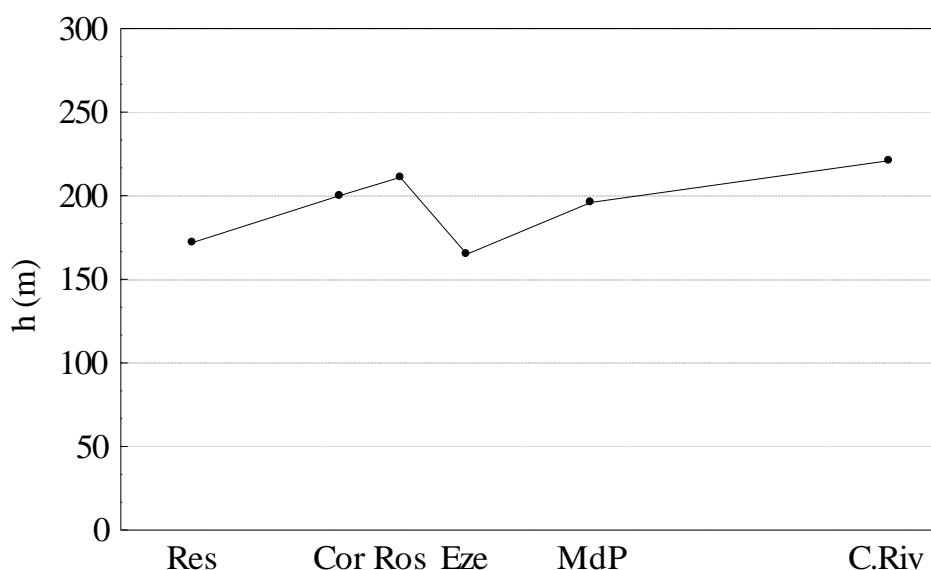


Figura 4.25: Valores medios de altura de CLEN obtenidos en el otoño.

En Rosario se observa un valor medio de altura de CLEN elevado. Las direcciones predominantes son N (14.4 %) y S (13.3 %). El porcentaje de calmas es 36.9 %. En Córdoba aumenta la frecuencia de calmas al 45.3 %, y en el resto de los casos las direcciones de viento se distribuyen mayoritariamente en el cuadrante W - N (51.6 %). En Mar del Plata, en otoño excepto en noche con calma, hay una notable ocurrencia de viento desde el sector W - N, que podría corresponder a la ocurrencia de brisa tierra - mar (Prohaska, 1976). En Comodoro Rivadavia, el viento proviene únicamente del cuadrante W - N (47.3 %) produciéndose en el resto de las noches calma en superficie.

#### **4.5.3. Invierno**

Durante el invierno las alturas de CLEN (Figura 4.26) varían entre 171 m (Resistencia) y 246 m (Comodoro Rivadavia). En esta estación del año, Ezeiza no tiene el valor mínimo, aunque se presenta un mínimo relativo entre las estaciones. Rosario y Córdoba continúan siendo las estaciones de menor latitud respecto de Buenos Aires que tienen mayores alturas medias de CLEN. Las rosas de viento estacionales para ambas estaciones meteorológicas no muestran una distribución diferente a la de las otras estaciones del año. La frecuencia de calmas en ambas estaciones es 31.6 % en Rosario y 41.7 % en Córdoba.



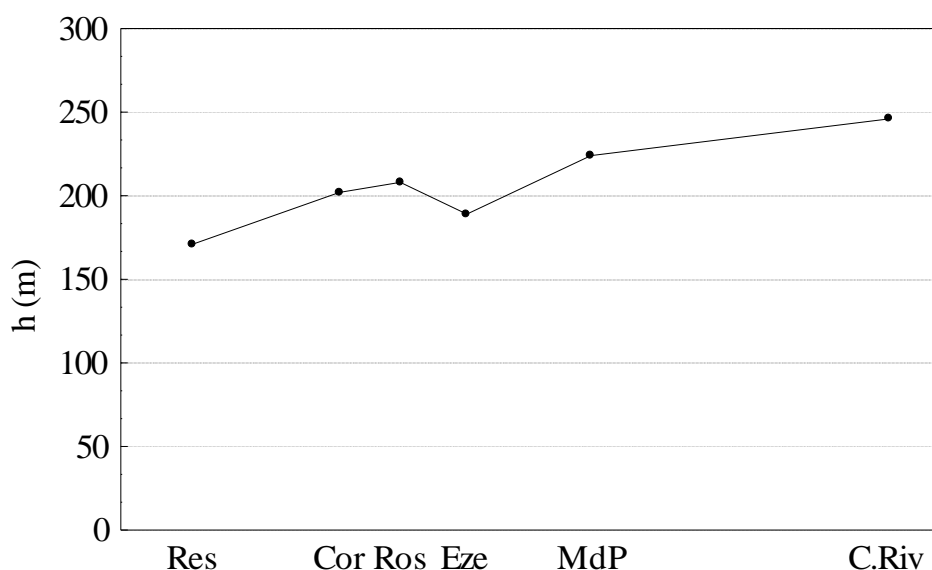


Figura 4.26: Valores medios de altura de CLEN obtenidos en el invierno.

En Ezeiza se presenta un predominio de viento desde zonas rurales hacia la ciudad (36.8 %) respecto de las direcciones que provienen desde la ciudad (25.2 %). La frecuencia de calmas es de 25.2 %. Esta es la estación de año en la cual la frecuencia de viento desde la ciudad hacia la estación Ezeiza es mínima. Asimismo, Venegas et al (1996) observan que durante el período frío la isla urbana de calor de Buenos Aires es menos intensa. Como resultado de ello, la diferencia entre la altura media de capa límite nocturna obtenida en esta estación del año respecto de las otras estaciones meteorológicas no es tan marcada.

En Resistencia el valor medio obtenido es el mínimo entre estaciones para el invierno. El viento proviene predominantemente de las direcciones NE y E (20.9 %), aunque la frecuencia de calmas es muy elevada (66.9 %). Al persistir gran cantidad de noches con condiciones de transporte vertical mínimo, en general las alturas obtenidas serán menores a las obtenidas en una estación similar en la cual la mezcla mecánica producida por la cortante sea en relativamente mayor.

En las estaciones de Mar del Plata y Comodoro Rivadavia se presentan los valores más elevados de CLEN, donde predomina el efecto de las temperaturas más bajas debido a su posición geográfica. Además, las rosas de viento correspondientes al invierno sólo acentúan el comportamiento del viento que se observó durante la estación otoño.

#### 4.5.4. Primavera

En la primavera las alturas de CLEN en las estaciones del país (Figura 4.27), oscilaron entre 153 m (Resistencia) y 219 m (Rosario). En Ezeiza se encuentra un valor medio mínimo relativo (160 m), muy cercano al valor calculado en Resistencia. Predomina el viento desde la ciudad (38.9 %) frente a viento desde el continente hacia la ciudad (20.0 %). El porcentaje de calmas en Ezeiza en esta estación del año fue 21.6 %.

En Rosario se produce un valor medio alto de alturas de CLEN. Las direcciones predominantes de viento son S (20.1 %), N (18.8 %) y E (14.6 %). La frecuencia de ocurrencia de calmas es de 21.3 %. No se encuentra justificación física a los valores elevados obtenidos en esta estación.

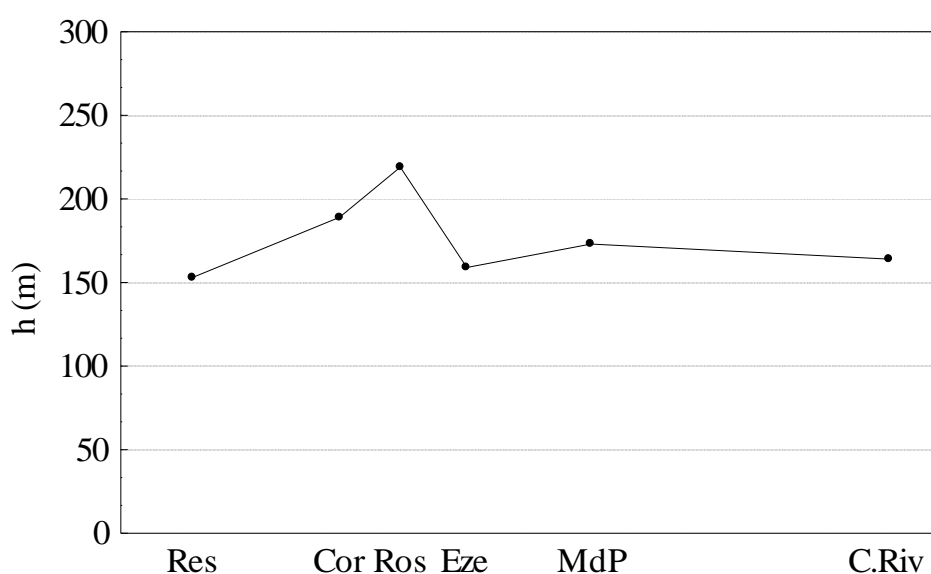


Figura 4.27: Valores medios de altura de CLEN obtenidos en primavera.

En Resistencia se produce el 59 % de casos con calma y 9.7 % de frecuencia de viento del E (dirección predominante), 6.2 % con dirección N y 5.9 % con dirección S.

En Mar del Plata y Comodoro Rivadavia, predomina el viento desde el continente hacia el mar, aunque en Mar del Plata ya se observan algunas frecuencias de ocurrencia de viento desde el mar (10.2 %), atribuible posiblemente a una persistencia a esa hora de la

noche de la brisa diurna mar - tierra, debido al efecto de isla urbana de calor, esperable encontrar en esa ciudad, por su crecimiento urbano en las dos últimas décadas, similar a lo observado en Ezeiza.

#### 4.5.5. Anual

Los valores medios anuales muestran que los valores mínimos de CLEN (Figura 4.28) se ubican en Ezeiza y Resistencia, respectivamente, mientras que aumentan en Rosario y Córdoba, encontrándose en Rosario el máximo. Mar del Plata y Comodoro Rivadavia muestran valores semejantes cercanos a los 200 m.

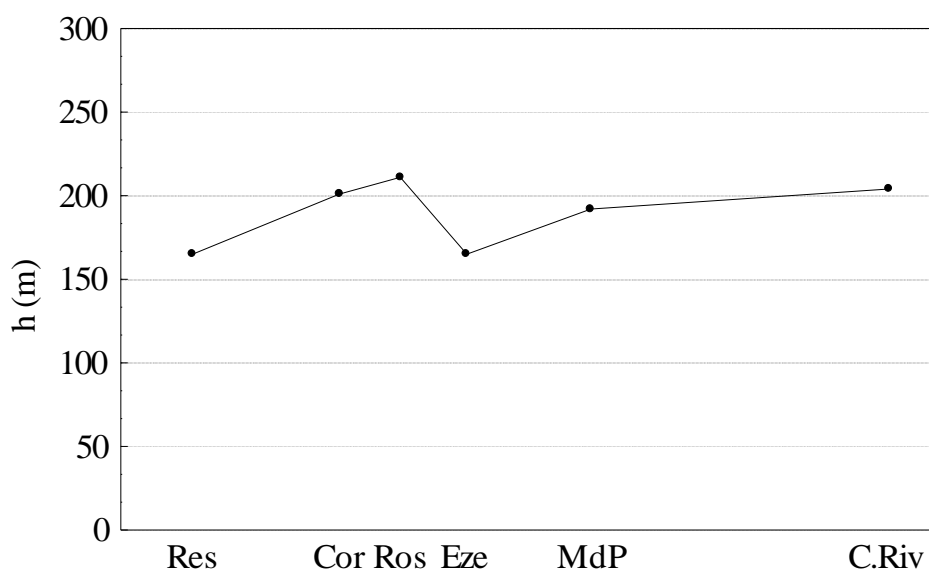


Figura 4.28: Valores medios anuales de altura de CLEN.

#### 4.5.6. Conclusiones

Al analizar los cortes latitudinales de valores medios estacionales de altura de la capa límite estable nocturna se puede observar que las estaciones Resistencia y Ezeiza tienen las menores alturas medias en todas las estaciones del año. Asimismo, se observa en el otoño e invierno un aumento de la altura media de la capa límite nocturna con la latitud, exceptuando el valor obtenido en Ezeiza, debido al efecto urbano sobre la temperatura

observada en superficie. Durante el verano y la primavera los mayores valores se observan en las estaciones Córdoba y Rosario.

Tabla 4.XXI: Rosa de vientos estacionales y anual para la estación Resistencia

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	3.50	2.45	6.64	1.75	2.80	0.35	0.35	0.00	82.2
<b>Oto</b>	5.52	2.92	10.06	1.30	2.27	0.97	0.00	0.00	77.0
<b>Inv</b>	3.54	8.27	10.60	1.18	5.51	1.18	0.79	0.00	68.9
<b>Pri</b>	6.25	3.82	9.72	2.43	5.90	0.35	0.69	0.00	70.8
<b>Anu</b>	4.75	4.23	9.68	1.67	4.05	0.70	0.44	0.00	74.5

Tabla 4.XXII: Rosa de vientos estacional y anual para Córdoba.

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	42.54	3.87	0.00	0.00	0.55	0.55	3.31	11.60	37.6
<b>Oto</b>	29.56	0.99	0.00	0.00	0.99	0.99	7.39	14.78	45.3
<b>Inv</b>	29.14	2.29	0.00	0.57	2.86	2.86	8.57	12.00	41.7
<b>Pri</b>	38.34	3.63	0.52	1.04	0.52	3.11	6.74	10.36	35.7
<b>Anu</b>	34.84	2.66	0.13	0.40	1.20	1.86	6.52	12.23	40.2

Tabla 4.XXIII: Rosa de vientos estacional y anual para Rosario

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	8.91	8.91	21.32	6.59	15.12	5.04	5.43	5.43	23.2
<b>Oto</b>	14.45	6.84	9.13	1.52	13.31	6.46	6.08	5.32	36.9
<b>Inv</b>	16.24	8.97	4.27	1.71	18.80	3.85	8.97	5.56	31.6
<b>Pri</b>	18.83	6.28	14.64	4.18	20.08	3.77	5.02	5.86	21.3
<b>Anu</b>	14.49	7.75	12.47	3.52	16.70	4.83	6.34	5.53	28.4

Tabla 4.XXIV: Rosa de vientos estacional y anual para Ezeiza

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	12.56	8.07	23.77	12.56	6.73	1.79	6.73	4.48	23.3
<b>Oto</b>	11.74	5.65	9.57	4.35	10.00	3.48	16.52	7.83	30.9
<b>Inv</b>	14.19	7.74	3.23	1.94	10.97	5.16	20.65	10.97	25.1
<b>Pri</b>	16.76	10.27	11.89	3.78	11.89	5.41	9.73	7.03	23.2
<b>Anu</b>	13.62	7.82	12.86	6.05	9.71	3.78	12.99	7.31	25.9

Tabla 4.XXV: Rosa de vientos estacional y anual para Mar del Plata.

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	25.97	4.33	3.90	1.30	3.46	4.33	18.18	10.39	28.1
<b>Oto</b>	15.98	3.65	1.37	1.37	1.37	2.28	18.72	23.74	31.5
<b>Inv</b>	18.75	0.63	0.63	0.00	1.88	4.38	23.13	31.88	18.7
<b>Pri</b>	24.55	1.20	2.40	0.60	2.99	6.59	14.97	20.36	26.3
<b>Anu</b>	21.36	2.70	2.19	0.90	2.45	4.25	18.66	20.72	23.8

Tabla 4.XXVI: Rosa de vientos estacional y anual para Comodoro Rivadavia.

<b>Direc.</b>	<b>N</b>	<b>NE</b>	<b>E</b>	<b>SE</b>	<b>S</b>	<b>SW</b>	<b>W</b>	<b>NW</b>	<b>calma</b>
<b>Ver</b>	3.08	0.00	6.15	0.00	3.08	4.62	32.31	4.62	46.1
<b>Oto</b>	3.64	0.00	0.00	0.00	0.00	3.64	32.73	7.27	52.7
<b>Inv</b>	2.78	0.00	2.78	0.00	0.00	0.00	72.22	0.00	22.2
<b>Pri</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	6.00	0.00	44.00	4.00	46.0
<b>Anu</b>	2.43	0.00	2.43	0.00	2.43	2.43	42.23	4.37	43.7

## **5. POTENCIAL DE CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICO**

Independientemente de la cantidad de contaminantes que sean emitidos al aire en una determinada región, existen factores atmosféricos que tienden a favorecer o inhibir la acumulación de los mismos dentro de la atmósfera. En este trabajo de tesis se trata de interpretar el problema de la contaminación del aire bajo una perspectiva atmosférica. Se define como potencial de contaminación atmosférico a la capacidad de asimilación o de dilución de los contaminantes por parte de la atmósfera. Debe tenerse en cuenta que esta capacidad, existe aún cuando no haya emisiones de contaminantes al aire.

Dos parámetros atmosféricos resultan importantes para inferir el potencial de contaminación de una región: uno es el espesor de la capa límite diurna y el otro la velocidad media del viento dentro de la capa límite o viento transporte.

El espesor de la capa límite atmosférica determina la altura del volumen de aire en el cual los contaminantes pueden diluirse. En el Capítulo 2 ya se ha mencionado como evoluciona este espesor de acuerdo a las horas del día. Luego a igualdad de otros factores cuanto mayor sea la altura de la capa límite, mayor será el volumen, y por lo tanto la concentración será menor. Con alturas bajas de capa límite atmosférica, el volumen de aire en el cual los contaminantes pueden diluirse es limitado y la concentración de los mismos será mayor.

El otro parámetro mencionado es la velocidad media del viento dentro la capa límite, ya que de acuerdo a su intensidad inducirá a una mayor o menor ventilación en áreas con emisiones de contaminantes. Si se analizan, por ejemplo, los sistemas de alta o baja presión atmosférica, se observa que ambos tienen características de ventilación considerablemente diferentes. El aire en general se desplaza hacia los centros de baja presión, con convergencia de aire en superficie, lo cual genera movimientos verticales en el centro de la zona de baja presión. A pesar de que los vientos en su centro son débiles, en las regiones aledañas son moderados y por lo tanto la ventilación es relativamente buena. Los centros de baja presión tienen asociado cielo cubierto y precipitación, lo cual favorece la remoción de contaminantes del aire.

Por otro lado, los sistemas de alta presión atmosférica tienen divergencia de masa en superficie compensada por subsidencia de aire desde capas superiores. Esto conduce a cielos parcialmente despejados, permitiendo que el ingreso de radiación solar durante el día sea máximo y se produzca una pérdida importante de radiación infrarroja durante la noche, causando variaciones extremas de estabilidad atmosférica entre el día y la noche. Estos sistemas se desplazan lentamente y ocupan extensas áreas. Están acompañados por vientos débiles, lo cual indica que habrá una ventilación pobre. A veces esta tasa de ventilación se torna muy baja, especialmente en el centro de los anticiclones dinámicos, que tienen gradientes de presión débiles. Durante la noche se forman intensas inversiones de temperatura, mientras que durante el día, si bien el ingreso de radiación será el máximo posible, la inversión por subsidencia limita el crecimiento de la capa límite atmosférica. Cuando estos sistemas permanecen sobre una región por más de 36 hs. se considera que las condiciones meteorológicas son lo suficientemente adversas como para que la dilución de los contaminantes sea muy baja y por lo tanto se produzca lo que se denomina “episodio de contaminación potencial”. Si las emisiones de contaminantes son lo suficientemente elevadas en conjunto, se produciría la acumulación de los mismos con altas concentraciones.

Con el transcurso de los años se han registrado episodios de contaminación del aire que costaron numerosas vidas humanas, generalmente en centros industriales rodeados de zonas urbanizadas. Tales son los casos del valle del Río Mosa en Bélgica (1 al 5 de diciembre de 1930), durante el cual perecieron 63 personas en tan sólo el cuarto y quinto día del suceso. Otro caso fue el de Donora, Pennsylvania (EE.UU.), ocurrido entre el 25 y 31 de octubre de 1948, en el cual se constató que 20 personas murieron como consecuencia de la alta exposición a distintos contaminantes en el aire. En Londres, entre el 5 al 9 de diciembre de 1952, se registraron altos niveles de contaminación, especialmente entre el 8 y 9 de diciembre. En 1962 distintos sistemas afectaron a países del hemisferio norte, registrándose niveles altos de contaminación. Entre el 25 de noviembre al 5 de diciembre, se vieron afectadas ciudades como Washington D.C., Filadelfia, Nueva York y Cincinnati en Estados Unidos. Entre el 2 y 7 de diciembre se observaron altos niveles de contaminación en Rotterdam (Bélgica), Hamburgo, Frankfurt, la cuenca del río Ruhr (Alemania), París (Francia) y Praga (Rep. Checa).

En la generalidad de estos episodios, la situación meteorológica ayudó a la formación de intensas nieblas en superficie persistentes a lo largo de los días (generalmente es invierno), con poca ventilación sumada a condiciones topográficas adversas. Es por ello que en distintos países se han implementado planes de prevención de episodios adecuados para proteger la salud humana y además, luego de determinar las áreas con mayor potencial de ocurrencia de éstos episodios de contaminación, abocar los esfuerzos para reducir las emisiones de contaminantes al máximo permitido por las tecnologías disponibles. En muchos casos se han tomado medidas extremas para eliminar la emisión de contaminantes durante estos sucesos. Tal es el caso del cierre del tránsito vehicular hacia el centro de la ciudad de Roma durante el invierno de 1993-1994.

Este tipo de decisiones se toman en base a una serie de criterios. Por ejemplo, el Servicio de Pronóstico de EE.UU. tiene una extensa lista que les permite evaluar la presencia de un anticiclón en un área, que se desplaza lentamente combinado con un gradiente horizontal de presión débil (Dobbins, 1979). Entre los criterios sugeridos se puede enumerar:

- la velocidad del viento a 1500 m de altura sobre el suelo debe ser menor a 10 m/s,
- la variación de la temperatura con el tiempo en el nivel de 1500 m debe ser mayor o igual a  $-5^{\circ}\text{C}$  en 12 hs.
- la vorticidad absoluta en 500 hPa debe ser menor o igual a  $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , o tener vorticidad relativa negativa en ese nivel, indicando subsidencia.
- la variación de la vorticidad absoluta en las últimas 12 hs debe ser menor o igual a  $0.3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,
- la altura de la capa límite por la mañana debe ser menor o igual a 500 m y el viento transporte debe ser menor o igual a 4 m/s.
- el área afectada debe tener una dimensión de aproximadamente  $4^{\circ}$  de latitud por  $4^{\circ}$  de longitud
- el índice máximo de ventilación debe ser menor o igual a  $6000 \text{ m}^2/\text{s}$ , mientras que la velocidad de viento transporte a la hora de la temperatura máxima debe ser menor o igual a 4 m/s,



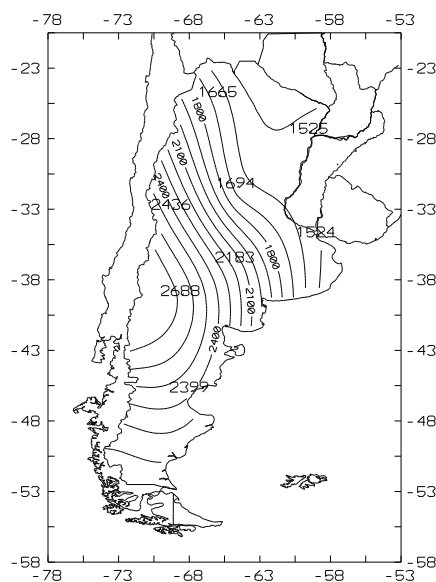
- se debe pronosticar que las condiciones persistirán durante 36 hs como mínimo.

Manes et al (1984) analizan un caso de episodio de contaminación que afectó a la ciudad de Tel Aviv (Israel) en junio de 1982. Con una situación de vientos débiles en superficie y una altura de capa límite que oscilaba entre 500 y 1000 m de altura, que se prolongó durante dos semanas, observaron a la hora de la máxima temperatura en superficie valores de concentraciones promediadas cada 30 minutos de  $\text{SO}_2$  entre 2000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en las zonas más cercanas al cordón industrial y 600  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en las zonas urbanizadas más alejadas respecto de la dirección del viento predominante (límite máximo admisible por la Organización Mundial de la Salud es 500  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en 10 minutos y 350  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en 1 hora de tiempo de promedio).

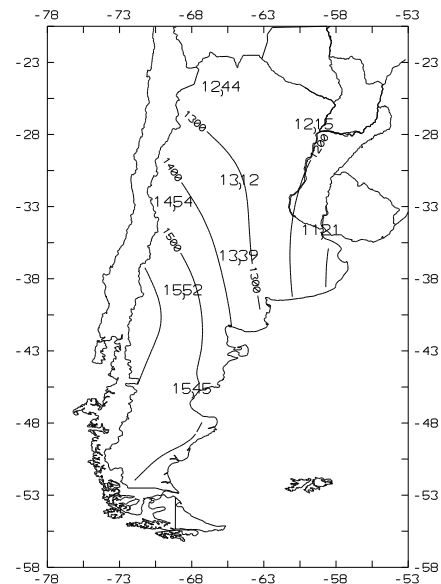
También en Estados Unidos, de acuerdo con un Informe de Análisis de Seguridad para la Declaración de Impacto Ambiental, contemplado en el Acta del Aire Puro de ese país, establece que es necesario elaborar estudios climatológicos de variables meteorológicas que permitan la selección de un lugar para la planificación y construcción de centros urbanos o industriales, de manera que se evalúen las características de la difusión atmosférica del lugar y los efectos de posibles estados severos del tiempo que pudieran afectar al medio ambiente (Crawford, 1990). Siguiendo estas sugerencias, es que se planteó la necesidad de elaborar la información obtenida hasta este momento, y estudiar las características de potencial de contaminación de distintas regiones de nuestro país.

## 5.1 ALTURA MÁXIMA DE CAPA LÍMITE DIURNA

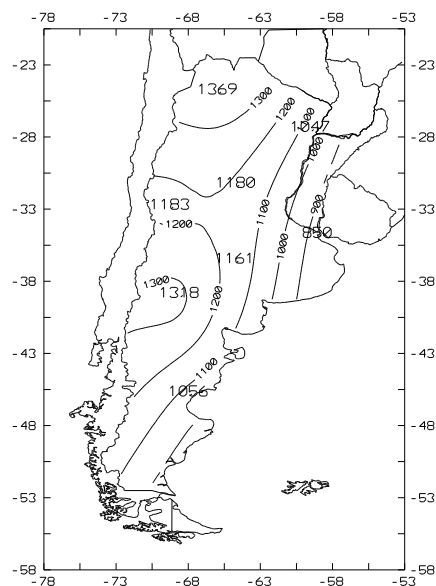
Con la información promediada estacionalmente de altura máxima de capa límite convectiva, se trazaron campos medios de esta variable para cada estación del año y para el período anual (Figuras 5.1 a 5.5) en intervalos cada 100 m.



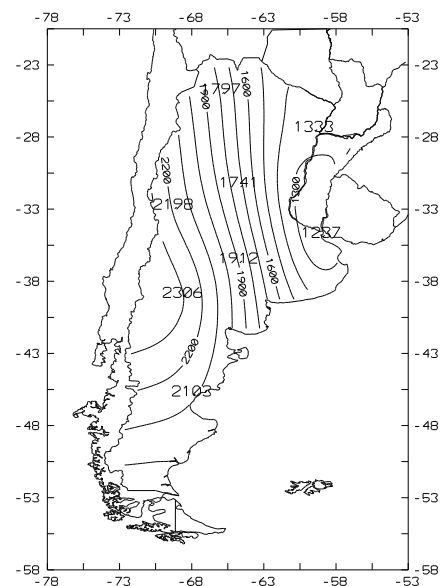
**Figura 5.1:** Campo de altura máxima media de capa límite diurna en la estación verano.



**Figura 5.2:** Campo de altura máxima media de capa límite diurna en la estación otoño.



**Figura 5.3:** Campo de altura máxima media de capa límite diurna en la estación invierno.



**Figura 5.4:** Campo de altura máxima media de capa límite diurna en la estación primavera.

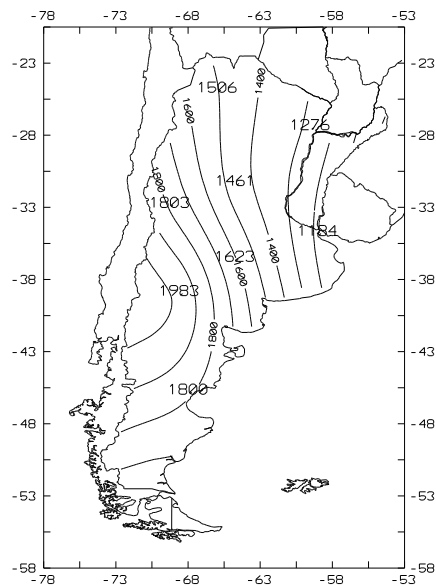


Figura 5.5: Campo de altura máxima media anual de capa límite diurna.

En el verano se observa la presencia de un área de mayor mezcla vertical en la Provincia de Neuquén ( $H \approx 2700$  m) que disminuye hacia el NE del país hasta alcanzar un valor medio de 1500 m. Este valor medio máximo podría ser el resultado de un mayor aporte de radiación solar sobre la zona y una menor nubosidad (ver Crivelli y Pedregall, 1972; Hoffmann, 1987). El mayor gradiente de  $H$  se observa en la dirección SW - NE. En la zona NE del país el gradiente disminuye en intensidad. Esto podría ser consecuencia de una mayor influencia de la humedad atmosférica, que modifica las alturas de capa límite disminuyendo su valor.

Durante el otoño, el área de mayores alturas continúa ubicada sobre Neuquén, pero el valor medio máximo ha disminuido a 1500 m. La zona de menores alturas se encuentra ubicada en el NE del país, con un valor medio de 1200 m. Además se observa un marcado decrecimiento del gradiente SW - NE, que podría estar relacionado con la disminución de contraste en el gradiente térmico tierra - océano que influye sobre el desarrollo de la brisa marítima y por lo tanto en la generación de la capa límite interna de la atmósfera, que modificaría los valores de la capa límite en estaciones como Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

En la estación invernal, permanece el centro de mayores alturas localizada sobre Neuquén con valores medios de 1300 m, mientras que la zona de menor altura de mezcla ubicada en el NE del país alcanza su valor medio mínimo con centro en la provincia de Buenos Aires (850 m). Asimismo, aparece un área de mayor altura de mezcla vertical en el NW con altura media mayor que 1360 m, que podría ser generadas por una mayor radiación entrante debido a la escasa precipitación y nubosidad de esa zona durante esta época del año.

Durante la primavera el campo trazado es similar al obtenido en el verano, pero con un gradiente SW - NE más suave. En la zona neuquina se encuentran alturas medias superiores a los 2300 m. La región de menores alturas medias ubicada en el NE argentino, alcanzan un valor de 1400 m.

El campo medio anual obtenido presenta características similares a las encontradas en el verano y primavera, mostrando la persistencia a lo largo del año de un centro de mayores alturas en la región patagónica con centro en Neuquén, mientras que en la zona NE del país, las alturas tienden a ser en general bajas, especialmente en la región más industrializada del país (corredor industrial Rosario – La Plata).

#### **5.1.1. Conclusiones**

Con el fin de analizar el potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina, se estudiaron los campos medios estacionales de altura máxima de capa límite diurna o capa límite de mezcla. Durante el verano y la primavera la región este del país (Mesopotamia y noreste de la provincia de Buenos Aires) tiene alturas máximas medias de capa límite diurna muy cercanas al valor establecido de 1500 m para determinar zonas con un potencial de contaminación elevado, mientras que el resto del país tiene alturas medias superiores al límite establecido. En el otoño y especialmente en el invierno todo el país tiene alturas inferiores a 1500 m y la región más afectada sería la zona NE. En todas las estaciones se observa que la zona de Neuquén tiene los máximos valores medios de altura máxima de capa límite de mezcla.

## **5.2. VELOCIDAD DE VIENTO TRANSPORTE**

Una de las variables meteorológicas que resulta importante analizar para realizar una evaluación del potencial de contaminación de una región es la velocidad media del viento dentro la capa límite. Si las condiciones meteorológicas son tales, que la velocidad media del viento es de baja intensidad, los contaminantes que pudieran ser emitidos no se transportan y tienden a acumularse, con lo cual se elevaría la concentración de los mismos.

Se denomina viento transporte a la velocidad del viento promediada verticalmente dentro de la capa límite atmosférica. Para poder obtener este parámetro es necesario tener observaciones de la velocidad del viento a distintas alturas o inferir alguna expresión del perfil vertical del viento dentro de la capa límite, que posibilite la estimación del viento transporte.

La información meteorológica con que se contó para la realización de este trabajo contiene datos de viento en los niveles estándar de presión, con lo cual no se pudo obtener a partir de los mismos un valor de viento transporte representativo de la capa límite atmosférica en condiciones diurnas.

Es por ello que se propusieron expresiones que parametrizan el perfil vertical del viento dentro de la capa límite para distintas condiciones de estabilidad, de manera de poder integrar verticalmente estas expresiones y obtener así valores de viento transporte.

### **5.2.1 Perfil vertical del viento y Viento transporte**

Yokohama et al (1977 a y b, 1979) expresan el perfil vertical de las variables que integran un flujo turbulento utilizando la teoría de la semejanza local de Monin-Obukhov (Nieuwstadt, 1984), haciendo una extensión para la capa límite atmosférica de algunos aspectos de la teoría de la semejanza de Monin - Obukhov desarrollada originalmente para la capa de superficie. Fundamentan esta extensión suponiendo que la ecuación de energía cinética turbulenta para el caso estacionario y de homogeneidad horizontal, se cumple localmente en todo nivel de la capa límite atmosférica (Yamamoto

et al, 1979; Businger, 1982; Caughey, 1982). Luego las variaciones verticales de las variables dentro la capa límite son expresadas en forma similar a las de superficie, reemplazando los valores de las magnitudes por expresiones de los mismos en función de la altura. Estas magnitudes características son los parámetros que determinan la estructura de la capa límite atmosférica: los flujos verticales turbulentos de cantidad de movimiento y calor sensible, la escala de la turbulencia y la altura de la capa límite.

Yokohama et al (1979) proponen las siguientes relaciones para la variación con la altura de la velocidad de fricción:

$$u^* = u^*_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^n \quad (5.1)$$

donde  $u^*_0$  es el valor de la velocidad de fricción en superficie y  $n$  es una constante empírica.

#### 5.2.1.1. Capa límite neutral

Yokohama et al (1977a) encuentran que la siguiente expresión:

$$u^* = u^*_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right) \quad (5.2)$$

da una buena aproximación de la variación vertical de  $u^*$  en la capa límite neutral. Utilizando la siguiente expresión, que da una aproximación del perfil vertical:

$$l = z \left(1 - \beta \frac{z}{H}\right)^{-1} \quad (5.3)$$

donde  $l$  es la escala de la turbulencia y  $\beta$  es una constante, y la expresión (5.2), se encuentra que el coeficiente de difusividad turbulenta  $K_m$ , definido generalmente en función de las escalas características de la velocidad y longitud ( $K \propto ul$ ), se puede aproximar mediante la siguiente relación:

$$K_m = C_{km} u^*_0 H \left(\frac{z}{H}\right) \left(1 - \frac{z}{H}\right) \left(1 - \beta \frac{z}{H}\right)^{-1} \quad (5.4)$$

donde  $C_{km}$  es una constante empírica.

Para condiciones neutrales se observa que  $\beta = 0$  proporciona un mejor ajuste y también se puede suponer  $C_{km} = k$ , donde  $k$  es la constante de von Karman. De estas consideraciones resulta que:

$$K_m = k u_*^2 H \left( \frac{z}{H} \right) \left( 1 - \frac{z}{H} \right) \quad (5.5)$$

Utilizando las expresiones (5.2) y (5.5) junto con:

$$u(z) = \int_{z_0}^z \frac{u_*^2}{K_m} dz \quad (5.6)$$

se obtiene el perfil vertical de la velocidad del viento en la capa neutral (Ulke, 1993):

$$u(z) = \frac{u_*^2}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \frac{z - z_0}{H} \right] \quad (5.7)$$

Si se promedia en la vertical a este perfil, utilizando la siguiente expresión:

$$U_T = \frac{1}{H - z_0} \int_{z_0}^H u(z) dz \quad (5.8)$$

se obtiene:

$$U_T = \frac{u_*^2}{k(H - z_0)} \left[ H \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \frac{3}{2} H + 2 z_0 - \frac{1}{2} \frac{z_0^2}{H} \right] \quad (5.9)$$

y como  $H \gg z_0$ , se pueden despreciar los dos últimos términos de la ecuación (5.9):

$$U_T = \frac{u_*^2}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \frac{3}{2} \right] \quad (5.10)$$

Esta ecuación permite obtener el valor del viento transporte en una capa límite neutral de espesor  $H$ .

#### 5.2.1.2. Condiciones inestables

Algunos autores proponen expresiones para el perfil vertical del viento pero que se adecuan a una capa límite atmosférica en condiciones convectivas. Yokohama et al (1977b, 1979) extienden el tratamiento empleado en la superficie para condiciones de

convección libre. Panofsky (1978) deduce relaciones funcionales para la capa de convección libre, utilizando la teoría de la superposición de las leyes de semejanza de Monin- Obukhov y convectiva, y puntualiza que la capa de convección libre existe en condiciones de convección intensa ( $H/L \gg 10$ ). Ulke (1993) considera una formulación que es, por un lado, consistente con las variaciones empleadas en condiciones neutrales y que además describe adecuadamente el comportamiento de las distintas variables en condiciones que comprendan desde los casos de convección débil hasta convección intensa. De este modo se incluye tanto la influencia de la turbulencia mecánica como de la convectiva, ya que la parametrización en función de  $z/H$  y de  $H/L$  permite manejar estas influencias (ver Ulke, 1993).

Suponiendo que la velocidad de fricción varía con la altura de acuerdo con la expresión (5.2), el perfil de la difusividad turbulenta resultante es:

$$K_m = k u_*^3 H \left( \frac{z}{H} \right) \left( 1 - \frac{z}{H} \right) \left( 1 + 22 \left( \frac{H}{L} \right) \left( \frac{z}{H} \right) \right)^{-1/4} \quad (5.11)$$

donde se ha considerado el valor 22 en el último factor, proveniente de los resultados del perfil adimensional del viento obtenidos por Wieringa (1980) en condiciones inestables para la capa de superficie. Considerando la hipótesis del transporte gradiente y las ecuaciones (5.6) y (5.11), resulta la expresión del perfil vertical del viento para condiciones inestables (Ulke, 1993):

$$u(z) = \frac{u_*^3}{k} \left[ \ln \frac{z}{z_0} + \ln \left[ \frac{(1 + \mu_0^2)(1 + \mu_0)^2}{(1 + \mu^2)(1 + \mu)^2} \right] + 2[\arctg \mu - \arctg \mu_0] + \frac{2L}{33H} [\mu^3 - \mu_0^3] \right] \quad (5.12)$$

donde:

$$\mu = \left[ 1 - 22 \left( \frac{z}{H} \right) \left( \frac{H}{L} \right) \right]^{1/4} \quad (5.13)$$

$$\mu_0 = \left[ 1 - 22 \left( \frac{z_0}{H} \right) \left( \frac{H}{L} \right) \right]^{1/4} \quad (5.14)$$



Según Ulke (1993) este perfil tiende a subestimar levemente el valor de la velocidad del viento dentro de la capa límite.

Integrando según la ecuación (5.8) la ecuación (5.12) se obtiene la expresión del viento transporte en una capa límite inestable:

$$U_T = \frac{u^*_0}{k(H-z_0)} \left\{ H \ln \left( \frac{H}{z_0} \right) - (H-z_0) + \frac{4L}{11} \left\{ A(\mu) \Big|_{\mu_0}^{\mu} + B(\mu) \Big|_{\mu_0}^{\mu} + C(\mu) \Big|_{\mu_0}^{\mu} + D(\mu) \Big|_{\mu_0}^{\mu} \right\} + \right. \\ \left. + \left[ 2 \ln(1+\mu_0) + \ln(1+\mu_0^2) - 2 \arctg \mu_0 - \frac{2}{33} \frac{L}{H} \mu_0^3 \right] \right\} \quad (5.15)$$

donde:

$$A(\mu) = \left[ \frac{1}{4}(1+\mu)^4 - (1+\mu)^3 + \frac{3}{2}(1+\mu)^2 - (1+\mu) \right] \ln(1+\mu) \quad (5.16)$$

$$B(\mu) = -\frac{1}{16}(1+\mu)^4 + \frac{1}{3}(1+\mu)^3 - \frac{3}{4}(1+\mu)^2 + (1+\mu) \quad (5.17)$$

$$C(\mu) = \frac{1}{4}(\mu^4 - 1) \left[ \frac{1}{2} \ln(1+\mu^2) - \arctg \mu \right] \quad (5.18)$$

$$D(\mu) = -\frac{1}{4} \left[ \frac{\mu^4}{4} - \frac{\mu^3}{3} - \frac{\mu^2}{2} + \mu \right] - \frac{L}{33H} \frac{\mu^7}{7} \quad (5.19)$$

### 5.2.2. Cálculo del viento transporte

Utilizando las expresiones (5.10) y (5.15) se obtuvieron los valores de la velocidad del viento transporte diurnos diarios en aquellos casos en los cuales H fue calculado. Se puede observar a partir de las expresiones de UT encontradas, que para obtener su valor a la hora de máxima mezcla vertical (se consideraron los datos de las 14 hs), es necesario conocer la estabilidad atmosférica a la hora de la temperatura máxima en superficie, el valor del parámetro de rugosidad ( $z_0$ ) correspondiente a cada estación meteorológica, el valor de la longitud de Monin - Obukhov (L), el valor de la altura máxima de capa límite convectiva (H) y la velocidad de fricción en superficie ( $u^*_0$ ).

La estabilidad correspondiente a la hora de la temperatura máxima fueron aproximadas a la de la hora 14, se determinó haciendo uso de la clasificación de estabildades

sugerida por Turner (1964), en la cual subdivide a las condiciones atmosféricas en 7 clases de estabilidad, dependiendo de la velocidad del viento a 10 m de altura y del índice de radiación neta, el cual es estimado a partir de la latitud de la estación, la época del año, día y hora, y la cantidad de cielo cubierto y el plafond de nubes.

El parámetro de rugosidad se estimó utilizando la Tabla de valores típicos para diferentes condiciones del terreno (Panofsky y Dutton, 1984), teniendo en cuenta las características topográficas y el uso del suelo en el entorno de cada estación meteorológica. Los valores obtenidos son los siguientes:

<b>Estación</b>	<b><math>z_0</math> (m)</b>
Salta	1.00
Resistencia	0.05
Córdoba	0.20
Mendoza	0.07
Ezeiza	0.03
Santa Rosa	0.30
Neuquén	0.07
Comodoro Rivadavia	0.03

Dada la clase de estabilidad estimada por Turner en superficie y el parámetro de rugosidad, la longitud de Monin - Obukhov se obtuvo a partir de los gráficos presentados por Golder (1972), en los cuales se relaciona  $1/L$  con  $z_0$  para distintas clases de estabilidad. Los valores seleccionados se presentan en la Tabla 5.I.

La velocidad de fricción se obtuvo utilizando las expresiones (5.7) y (5.12), considerando el dato de viento observado a 10 m de altura correspondiente a las 14 hs. En aquellos casos en los cuales se determinó calma en superficie, para no asignar velocidad de viento transporte nulo en la capa límite, se consideró una velocidad de 1 nudo a la altura del anemómetro de la estación.

Tabla 5.I: Valores de  $1/L$  ( $m^{-1}$ ) en función de  $z_0$  (m) (Golder, 1972).

	Casificación de estabilidad (Turner, 1964)						
$z_0$ (m)	1	2	3	4	5	6	7
1.00	-0.080	-0.030	-0.005	0.000	0.003	0.014	0.050
0.30	-0.098	-0.043	-0.014	-0.001	0.003	0.014	0.053
0.20	-0.100	-0.050	-0.017	-0.001	0.003	0.017	0.055
0.07	-0.115	-0.062	-0.030	-0.005	0.008	0.021	0.065
0.05	-0.120	-0.067	-0.030	-0.005	0.008	0.021	0.067
0.03	-0.122	-0.072	-0.036	-0.006	0.005	0.028	0.075

Se obtuvieron así, los valores diarios de viento transporte correspondientes a 11 años en las estaciones de la red aerológica seleccionada, a partir de los cuales se calcularon los valores medios estacionales y medio anual con sus respectivas desviaciones estándares para las estaciones de la red aerológica seleccionadas, presentadas en la Tabla 5.II.

Tabla 5.II: Valores medios y desviaciones estándares estacionales y anual de viento transporte (Unidad: m/s).

#### Salta

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	8.9	6.0	6.9	11.9	8.4
<b>Desv.</b>	5.6	4.4	4.9	6.3	5.8
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	466	664	934	785	2849

#### Resistencia

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	3.9	3.2	4.4	5.0	4.1
<b>Desv.</b>	2.9	2.7	3.4	3.5	3.2
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	670	714	715	702	2801

Córdoba

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	9.3	9.0	9.0	11.0	9.6
<b>Desv.</b>	5.5	5.7	6.4	6.1	6.0
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	567	675	787	676	2705

Mendoza

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	5.3	3.5	3.0	5.0	4.2
<b>Desv.</b>	3.6	3.0	3.7	4.0	3.7
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	795	831	894	867	3387

Ezeiza

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	6.9	5.8	6.3	7.3	6.6
<b>Desv.</b>	4.1	3.5	3.9	4.3	4.0
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	716	753	700	728	2897

Santa Rosa

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	9.3	8.9	9.3	10.7	9.5
<b>Desv.</b>	5.9	6.0	6.8	7.0	6.5
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	689	749	849	755	3042

### Neuquén

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	8.9	6.9	8.8	10.5	8.8
<b>Desv.</b>	5.8	5.3	7.1	7.1	6.5
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	762	730	733	820	3045

### Comodoro Rivadavia

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	16.2	13.3	14.0	16.0	14.9
<b>Desv.</b>	8.9	9.1	9.6	9.4	9.3
<b>Estándar</b>					
<b>Cant. de datos</b>	816	774	729	827	3146

Se observa que en todas las estaciones meteorológicas los valores medios estacionales máximos se presentan en primavera, excepto en Comodoro Rivadavia y Mendoza, en las cuales el máximo valor ocurre en verano. Los valores medios mínimos de viento transporte se producen en otoño excepto en Mendoza, que ocurre en invierno.

Resistencia es la estación meteorológica que tiene los menores valores medios estacionales (3.2 m/s en otoño y 5.0 m/s en primavera). Mendoza es también una estación que tienen valores medios estacionales bajos especialmente en invierno. La estación meteorológica con mayores velocidades medias de viento dentro de la capa límite es Comodoro Rivadavia con 16.2 m/s en verano y 13.3 m/s en otoño.

### **5.2.3. Conclusiones**

Desde el punto de vista de la capacidad de la atmósfera de transportar los contaminantes emitidos al aire, Resistencia y Mendoza son las estaciones con peores condiciones. En

esta última estación, el invierno es el período crítico, en el cual la velocidad media del viento dentro de la capa límite diurna o velocidad de viento transporte es baja. En Resistencia la ventilación no es buena en promedio a lo largo de todo el año.

### 5.3. VENTILACIÓN ATMOSFÉRICA

De acuerdo a lo expuesto en el capítulo 5, el índice máximo de ventilación es uno de los parámetros a evaluar como indicador de la ventilación de una zona. Este parámetro se utiliza para estudiar las características de transporte y de dispersión de una masa de aire, para analizar posibles casos de contaminación atmosférica. Se calcula como el producto de la altura máxima de capa límite convectiva y la velocidad de viento transporte de la capa. Si su valor es inferior a  $6000 \text{ m}^2/\text{s}$  se considera que la ventilación es pobre y las condiciones meteorológicas son favorables como para que se produzca la acumulación de contaminantes en el aire. Si por el contrario, su valor supera los  $6000 \text{ m}^2/\text{s}$ , las condiciones meteorológicas favorecen a la ventilación de la región, permitiendo la dilución adecuada de los contaminantes emitidos a la atmósfera.

Con los valores diarios de altura máxima de capa límite convectiva y velocidad de viento transporte, se calcularon los índices diarios máximos de ventilación para cada una de las estaciones meteorológicas. Los valores medios y sus respectivas desviaciones estándares tanto estacionales como anual, son presentados en la Tabla 5.III.

Tabla 5.III: Valores promedios y desviaciones estándar estacionales y anual de índice de ventilación. (Unidad:  $\text{m}^2/\text{s}$ ).

#### Salta

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	15216	7431	9544	21822	13362
<b>Desv.Estándar</b>	11814	6285	10044	15757	12914
<b>Cant.de datos</b>	466	664	934	785	2849

Resistencia

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	5774	3900	4716	6678	5251
<b>Desv.Estándar</b>	5036	3904	4465	5917	4993
<b>Cant.de datos</b>	670	714	715	702	2801

Córdoba

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	16147	11991	10841	19164	14320
<b>Desv.Estándar</b>	11378	8986	9121	12792	11127
<b>Cant.de datos</b>	567	675	787	676	2705

Mendoza

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	13587	5264	3713	11068	8294
<b>Desv.Estándar</b>	10898	5338	5567	10769	9438
<b>Cant.de datos</b>	795	831	894	867	3387

Ezeiza

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	10245	6412	5412	9144	7804
<b>Desv.Estándar</b>	7514	4946	4489	7399	6538
<b>Cant.de datos</b>	716	753	700	728	2897



Santa Rosa

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	19784	11711	11006	19842	15361
<b>Desv.Estándar</b>	15018	9234	10144	15251	13286
<b>Cant.de datos</b>	689	749	849	755	3042

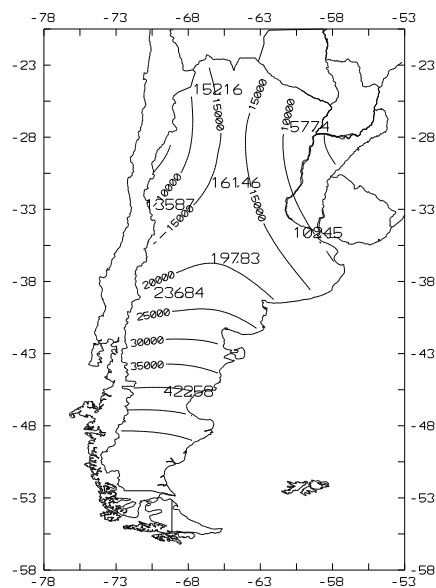
Neuquén

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	23685	11341	12562	24672	18314
<b>Desv.Estándar</b>	16653	10492	13362	19873	16818
<b>Cant.de datos</b>	762	730	733	820	3045

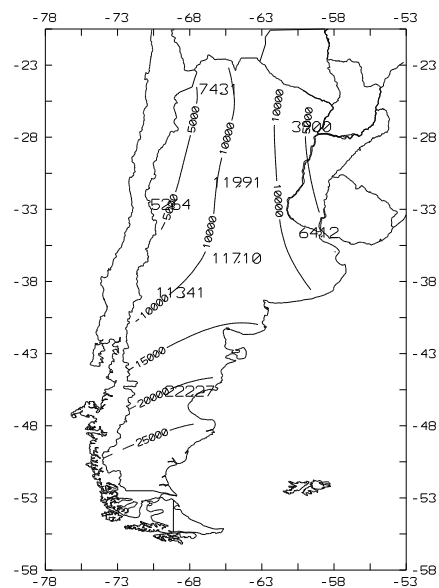
Comodoro Rivadavia

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Promedio</b>	42259	22227	16177	36031	29649
<b>Desv.Estándar</b>	32621	21069	19540	29318	28411
<b>Cant.de datos</b>	816	774	729	827	3146

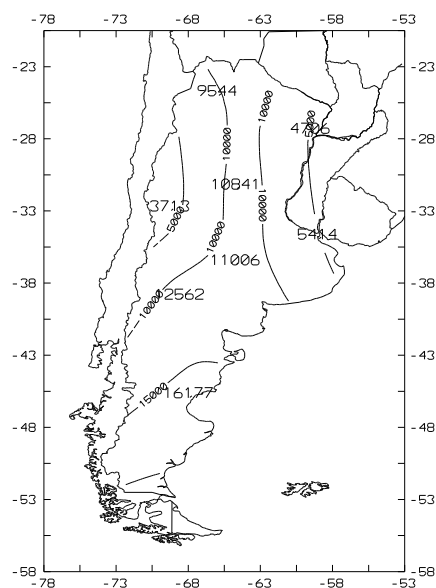
En las Figuras 5.6 a 5.10 se presentan los campos medios estacionales y anual de índice de ventilación trazados para la República Argentina. Existen dos zonas con índices de ventilación bajos, una ubicada en el noroeste argentino, muy cerca de la cordillera de Los Andes, mientras que la otra se ubica sobre el noreste de nuestro país.



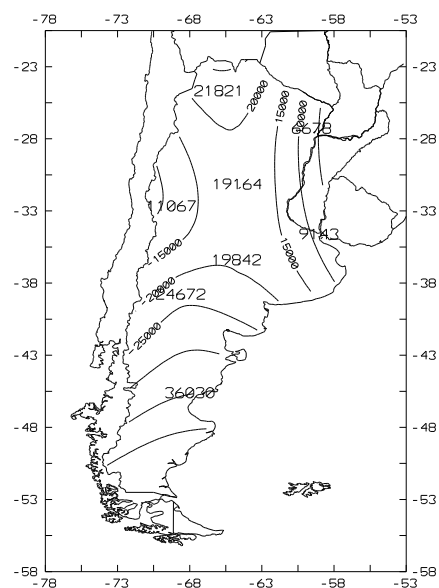
**Figura 5.6:** Campo de índice medio de ventilación correspondiente a la estación verano.



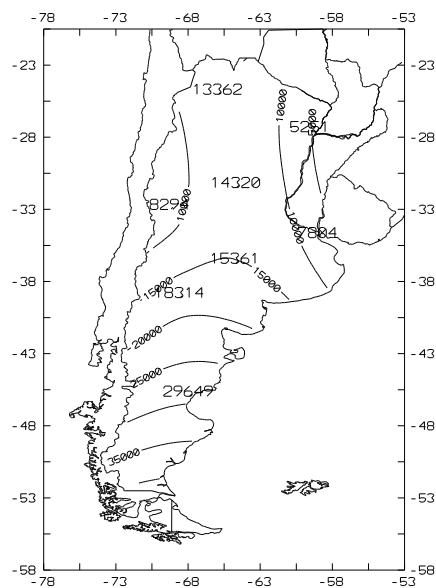
**Figura 5.7:** Campo de índice medio de ventilación correspondiente a la estación otoño.



**Figura 5.8:** Campo de índice medio de ventilación correspondiente a la estación invierno.



**Figura 5.9:** Campo de índice medio de ventilación correspondiente a la estación primavera.



**Figura 5.10:** Campo de índice medio de ventilación correspondiente al período anual.

En el centro norte, existe una zona, extendida de norte a sur, con valores relativamente superiores. En la región patagónica se localiza la zona con mayores valores de índice máximo de ventilación. La desviación estándar presenta valores muy altos, llegando inclusive a superar en algunas estaciones el valor del promedio estacional.

### 5.3.1. Conclusiones

Los resultados encontrados indican que existen dos zonas con mayor potencial de contaminación por tener índices de ventilación inferiores a  $6000 \text{ m}^2/\text{s}$ . Una abarca la región mesopotámica y la Provincia de Buenos Aires, extendiéndose temporalmente sólo al invierno y otoño. La otra región comprende las provincias de Mendoza, La Rioja y Catamarca. Esta zona tiene comprometida su ventilación sólo durante el invierno. El resto del país presenta buenas condiciones de ventilación durante todo el año.

#### 5.4. CONDICIONES DE BAJA VENTILACIÓN EN LA REPÚBLICA ARGENTINA

Para poder estudiar las condiciones de ventilación de la atmósfera en las distintas regiones del país, es conveniente conocer la frecuencia de ocurrencia de altura máxima diaria de capa límite diurna menores a 1500 m con velocidades de viento transporte inferiores a 4 m/s, o sea cuando las condiciones de ventilación son bajas (ver Dobbins, 1979).

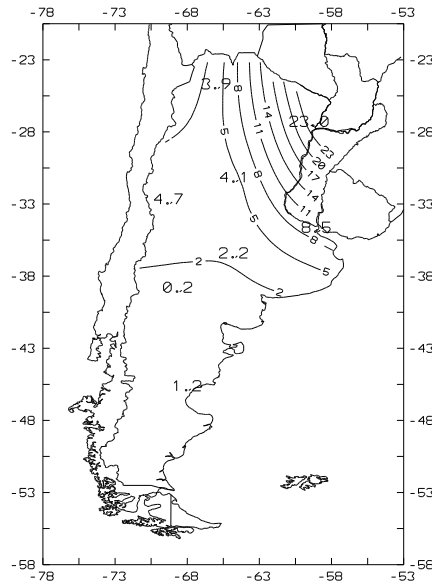
Se calcularon las frecuencias relativas porcentuales de ocurrencia de condiciones de baja ventilación respecto del total de datos del período considerado para las estaciones de la red aerológica. A continuación se presenta la tabla de frecuencias de ocurrencia estacionales y anual de condiciones de baja ventilación en las estaciones meteorológicas analizadas (Tabla 5.IV).

Tabla 5.IV: Frecuencias relativas porcentuales de ocurrencia de condiciones de baja ventilación en las estaciones meteorológicas.

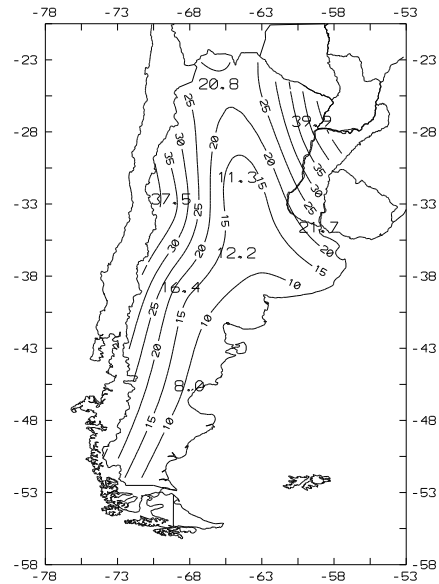
Estación	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>Salta</b>	3.9	20.8	18.8	3.1	11.7
<b>Resistencia</b>	23.0	39.9	36.8	27.5	31.8
<b>Córdoba</b>	4.1	11.3	15.2	3.6	8.6
<b>Mendoza</b>	4.7	37.5	56.9	8.3	27.0
<b>Ezeiza</b>	8.5	21.7	23.1	13.9	16.8
<b>Santa Rosa</b>	2.2	12.2	17.6	3.5	8.9
<b>Neuquén</b>	0.2	16.4	18.3	3.5	9.7
<b>Comodoro Riv.</b>	1.2	8.0	10.8	3.5	5.9

A partir de los valores de la Tabla 5.IV, se trazaron los campos estacionales y anual, presentados en las Figuras 5.11 a 5.15.

Se puede observar en la Figura 5.11 que la frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación durante el verano es mínima en casi todo el país, debido a que en esta estación del año se producen los valores más elevados de altura máxima de capa límite convectiva.



**Figura 5.11:** Frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación ( $H < 1500$  m y  $v_T < 4$  m/s) en la estación verano. ( $\Delta = 5$  %).

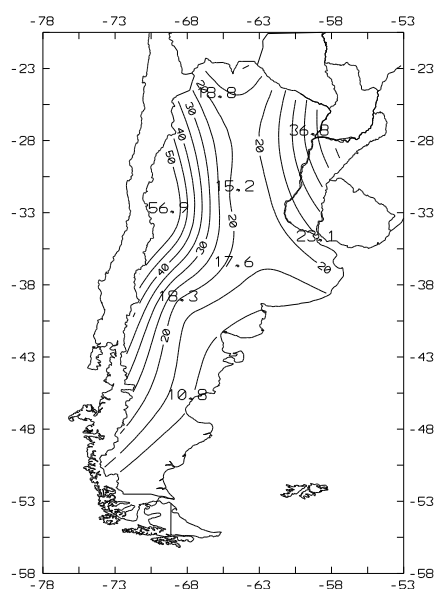


**Figura 5.12:** Frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación ( $H < 1500$  m y  $v_T < 4$  m/s) en la estación otoño. ( $\Delta = 5$  %).

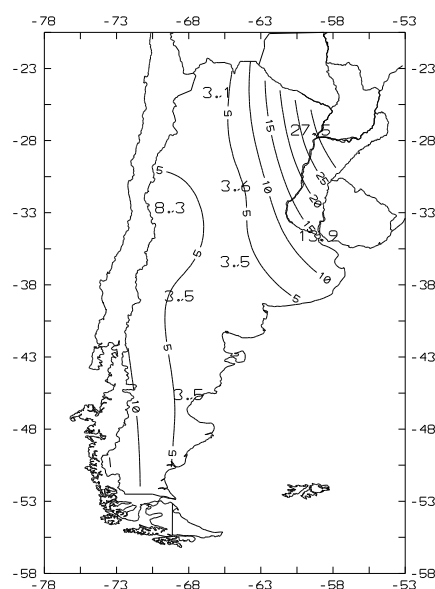
La frecuencia relativa porcentual mínima se encuentra en Neuquén (0.2 %) mientras que la máxima se presenta en Resistencia (23.0 %). En Resistencia, en general, la frecuencia elevada de estas condiciones podría deberse a la superposición de bajos valores de velocidad de viento de la región y al efecto de subsidencia producido por el anticiclón del Atlántico, que en esta estación del año avanza hacia el sur (Minetti y Vargas, 1983; Camilloni, 1995). La zona del corredor industrial Rosario - La Plata tiene una frecuencia de ocurrencia entre 8 y 11 %, con lo cual en promedio un 10 % del total de días del verano las condiciones de ventilación en la región más industrializada del país es baja. Respecto de alguna caracterización de los sistemas sinópticos que producen subsidencia sobre Buenos Aires, Ruiz y Vargas (1997) estudiaron las asociaciones estadísticamente significativas entre los campos de vorticidad relativa en 500 hPa y los días sin precipitación sobre esta ciudad, dentro de los cuales estarían incluidos los días sin ventilación. En el verano esta asociación resulta en un centro de vorticidad relativa

negativa (entre - 0.5 y 0  $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) ubicado sobre el Río de la Plata y que abarca la región comprendida entre 30° S y 40° S y 55 ° W y 45° W, asociado a un centro de vorticidad relativa positiva cuyos valores oscilan entre 1.5 y 0.5  $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  al oeste de 67° W sobre la cordillera. Este tipo de configuración es la que produce mayor subsidencia sobre Buenos Aires.

Durante el otoño aumenta considerablemente la frecuencia de ocurrencia de estas condiciones en todo el país, especialmente en la zona de Mendoza y Resistencia. La frecuencia máxima se produce en Resistencia (aproximadamente el 40 % de los casos) debido generalmente a velocidades de viento transporte de baja intensidad (promedio 3.2 m/s) asociados a la gran cantidad de calmas que se produce en esta estación meteorológica. El mínimo se encuentra en Comodoro Rivadavia (8 %), marcando las condiciones de buena ventilación de esa región. En la región de Cuyo, se presenta un aumento importante de la frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación, debido a que en esta estación del año la circulación de los oestes avanza hacia el norte produciendo un volcado de aire sobre



**Figura 5.13:** Frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación ( $H < 1500$  m y  $v_T < 4$  m/s) en la estación invierno. ( $\Delta = 5$  %).



**Figura 5.14:** Frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación ( $H < 1500$  m y  $v_T < 4$  m/s) en la estación primavera. ( $\Delta = 5\%$ ).

Mendoza generado por el límite topográfico que produce la cordillera de Los Andes, siguiendo el desplazamiento hacia el norte del Anticiclón de Pacífico (Rutland, 1981; Minetti y Vargas, 1983). De este modo se produce subsidencia, limitando el crecimiento de la capa límite diurna.

En el invierno, este efecto aumenta, provocando que la máxima frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación para esta estación del año se encuentre en la región cuyana (56.9 % en Mendoza Aero). En Resistencia, la frecuencia disminuye respecto de la ocurrida en otoño, posiblemente debido al corrimiento hacia el norte del anticiclón del Atlántico (Minetti y Vargas, 1983; Camilloni, 1995), que actuaba como límite para el desarrollo de las térmicas. La región comprendida dentro del corredor industrial Rosario - La Plata, tiene frecuencias entre 20 y 25 %. Ruiz y Vargas (1997) encuentran que la asociación estadísticamente significativa entre los campos de vorticidad relativa en 500 hPa y los días sin precipitación sobre Buenos Aires durante el invierno resultan en zonas con vorticidades relativas cuyos valores oscilan entre  $-0.5$  y  $0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  en  $35^\circ \text{ S}$  entre  $55^\circ \text{ W}$  y  $48^\circ \text{ W}$ , indicando subsidencia sobre Buenos Aires. Estos valores son similares a los elegidos en los criterios sugeridos por el Servicio de Pronóstico de Estados Unidos (Dobbins, 1979) para la determinación de episodios de contaminación. Asociado a este centro de vorticidad relativa negativa se encontrarían dos centros de vorticidades relativas positivas, uno ubicado en el sur de Brasil y otro sobre la cordillera de Los Andes a la misma latitud ( $35^\circ \text{ S}$ ), siendo esta la configuración que favorecería a una mayor subsidencia sobre Buenos Aires. La frecuencia mínima de condiciones de baja ventilación se observa en Comodoro Rivadavia, con un valor de 10.8 %.

En primavera disminuye en forma apreciable la frecuencia de ocurrencia de condiciones de baja ventilación en la región cuyana. La zona patagónica sigue teniendo las menores frecuencias, mientras que Resistencia tiene la máxima estacional (27.5 %).

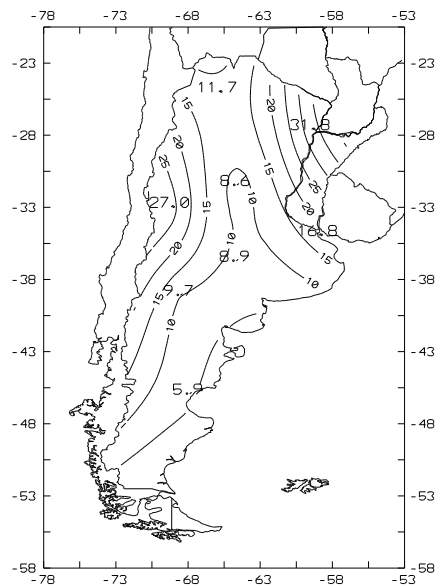


Figura 5.14: Frecuencias de ocurrencia de condiciones de baja ventilación ( $H < 1500$  m y  $v_T < 4$  m/s) en la estación invierno. ( $\Delta = 5$  %).

#### 5.4.1. Conclusiones

De estos resultados se puede encontrar que, en general, la región más apta para la instalación de centros industriales desde el punto de vista de las características de la ventilación atmosférica, es La Patagonia. La zona donde se ubica el cordón industrial Rosario - La Plata, tiene frecuencias de ocurrencia de condiciones con baja ventilación (aproximadamente varía entre 10 % en verano y 22 % en invierno). La región cuyana tiene una ventilación reducida especialmente en los meses de invierno, por lo cual no resultaría adecuado ubicar de centros industriales en esa región, sin que se tenga en cuenta la incidencia de las emisiones de efluentes a la atmósfera durante el período invernal.



## 6. CONCLUSIONES

A partir del análisis de las alturas de capa límite diurna obtenidas utilizando el método de Holzworth (1967) para ocho estaciones meteorológicas dispersas en todo el país se observó que la altura máxima media y mediana de la capa límite diurna de las estaciones analizadas tienen un régimen estacional con un valor estacional máximo en primavera o verano y otro mínimo en invierno (excepto en Salta que se produce en el otoño) (Capítulo 3.4). La diferencia entre el máximo y mínimo estacional tiende a amplificarse a medida que aumenta la latitud, con excepción de Ezeiza que tiene un comportamiento similar a Resistencia. Las estaciones con mayores desviaciones estándares son Comodoro Rivadavia, Santa Rosa, Mendoza y con un valor menor en Ezeiza. Puede observarse que a medida que aumenta la latitud, las distribuciones anuales, si bien no son normales, tienden a acumularse hacia rangos de alturas mayores. Estos histogramas muestran distribuciones asimétricas con asimetría positiva. No se observa a priori que exista algún efecto de la cordillera en el comportamiento estacional de la altura de la capa límite diurna en las estaciones cercanas a ella (Salta, Mendoza y Neuquén) respecto de las que no lo están.

A partir del análisis latitudinal (Capítulo 3.5) se observa en todas las estaciones del año que la altura máxima de la capa límite de mezcla tiende a aumentar con la latitud, excepto en invierno, que es la estación del año en la cual las temperaturas máximas en superficie tienden a ser bajas. Ezeiza es la estación meteorológica que tiene en las 4 estaciones un valor relativo más bajo. Los promedios superan en general los 1500 m durante la primavera y verano, mientras que no ocurre así en otoño e invierno. Este valor fue sugerido por distintos autores como límite para garantizar un buen volumen de aire para la dilución de contaminantes (Miller y Holzworth, 1967; Dobbins, 1979). Tanto en Ezeiza como en Resistencia, el predominio de direcciones de viento que advectan aire húmedo, parece influir en los valores calculados de alturas de capa límite menores. Comodoro Rivadavia es también una estación que muestra signos de una influencia de las características del viento. El aumento en la intensidad del viento durante el verano produciría una mayor mezcla, incrementando el valor de la altura de la capa de mezcla. En Córdoba, el efecto orográfico predomina por sobre el sinóptico en la dirección de viento en superficie y por lo tanto, no se encuentra una relación directa

entre la dirección del viento y los valores de alturas de capa límite diurna. Lo mismo ocurre con Santa Rosa.

A partir de la ecuación de balance de energía térmica turbulenta aplicada a una atmósfera estable, horizontalmente homogénea y sin considerar subsidencia, se obtuvo una ecuación que permite obtener la evolución de la altura de la capa límite estable nocturna en zonas no urbanizadas, sobre superficies lisas y noches con cielo poco cubierto (Capítulo 4.3).

Para ello, se obtuvieron parametrizaciones del perfil vertical de temperatura potencial dentro de la capa límite estable nocturna en función de la estabilidad atmosférica representada a través de la longitud de Monin - Obukhov ( $L$ ). Estas expresiones resultaron ser funciones polinomiales de orden dos de  $z/L$ , donde  $z$  es la altura.

La verificación del modelo con datos micrometeorológicos muestra que el mismo estima en forma adecuada la altura de la capa límite estable nocturna en noches con cielo poco cubierto y vientos débiles. No se consideraron condiciones neutrales de estabilidad.

Para la validación del modelo se utilizó la metodología propuesta por Fox (1981) y Willmott (1982). Los distintos estadísticos obtenidos indican que los valores estimados a través del modelo tienden a producir una leve sobreestimación de la altura de la CLEN respecto de los valores observados.

Utilizando el modelo propuesto se obtuvieron las alturas de capa límite estable nocturna para seis estaciones meteorológicas ubicadas en la zona este del país (Capítulo 4.4). Se puede observar en las tres estaciones analizadas que están sometidas al régimen de los oestes que las alturas medias de la CLEN tienen en general su máximo valor medio en invierno, mientras que el mínimo se presenta en primavera u otoño, siendo éste un resultado análogo al encontrado por Myrick et al (1994). La estación meteorológica que tiene la altura media de capa límite estable nocturna más elevada en invierno es Comodoro Rivadavia (246 m), mientras que la menor es Ezeiza con 189 m. En cambio, en las estaciones ubicadas más al norte (Resistencia, Córdoba y Rosario), no queda claro

determinar en cuál estación se produce el mínimo y máximo valor medio o mediano estación, ya que la diferencia en los valores medios estacionales apenas supera lo 10 m.

En Resistencia, Córdoba, Rosario y Ezeiza se observa que entre el 85 a 97 % de los casos las alturas de CLEN son menores a 300 m, mientras que en Mar del Plata y Comodoro Rivadavia para obtener ese porcentaje hay que considerar alturas inferiores a 400 m. Esto demostraría un aumento de los valores medios de la altura de la CLEN con un aumento en la latitud. Ezeiza, sin embargo, posee los valores más bajos de alturas de CLEN en casi todas las estaciones del año respecto de las otras estaciones meteorológicas.

Al analizar los cortes latitudinales de valores medios estacionales de altura de la capa límite estable nocturna (Capítulo 4.5) se puede observar que las estaciones Resistencia y Ezeiza tienen las menores alturas medias en todas las estaciones del año. Asimismo, se observa en el otoño e invierno un aumento de la altura media de la capa límite nocturna con la latitud, exceptuando el valor obtenido en Ezeiza, debido posiblemente al efecto urbano sobre la temperatura observada en superficie. Durante el verano y la primavera los mayores valores se observan en las estaciones Córdoba y Rosario.

Con el fin de analizar el potencial de contaminación atmosférica en la República Argentina, se estudiaron los campos medios estacionales de altura máxima de capa límite diurna o capa límite de mezcla (Capítulo 5.1). Durante el verano y la primavera sólo la región este del país (Mesopotamia y noreste de la provincia de Buenos Aires) tiene alturas máximas medias de capa límite diurna muy cercanas al valor establecido de 1500 m para determinar zonas con un potencial de contaminación elevado. En el otoño y especialmente en el invierno en todo el país se observan alturas medias inferiores a 1500 m y la región más afectada sería la zona NE.

También se analizó la intensidad de la velocidad del viento transporte en todas las estaciones (Capítulo 5.2). A partir del mismo, desde el punto de vista de la capacidad de la atmósfera de transportar los contaminantes emitidos al aire, Resistencia y Mendoza son las estaciones con peores condiciones. En esta última estación, el invierno es el período crítico, en el cual la velocidad media del viento dentro de la capa límite diurna o

velocidad de viento transporte es baja. En Resistencia la ventilación no es buena en promedio a lo largo de todo el año.

Luego, se analizó el comportamiento estacional del índice máximo de ventilación en las estaciones meteorológicas utilizadas (Capítulo 5.3). Esos resultados indican que las zonas con mayor potencial de contaminación por tener índices de ventilación inferiores a  $6000 \text{ m}^2/\text{s}$  se pueden dividir en dos. Una abarca la región mesopotámica y la provincia de Buenos Aires, extendiéndose temporalmente sólo al invierno y otoño. La otra región abarca las provincias de Mendoza, La Rioja y Catamarca. Esta zona tiene comprometida su ventilación sólo durante el invierno. El resto del país muestra en valores medios buenas condiciones de ventilación durante todo el año.

Miller y Holzworth (1967) entre otros autores, sugieren como condiciones de baja ventilación atmosférica o sea un alto potencial de contaminación atmosférica, aquellos casos en los cuales la altura máxima de la capa límite de mezcla es inferior a 1500 m y la velocidad de viento transporte es inferior a 4 m/s. Luego, se analizó la frecuencia de ocurrencia conjunta de estas condiciones en todas las estaciones y se trazaron los campos de frecuencia relativa de ocurrencia en todo el país (Capítulo 5.4). De estos resultados se puede encontrar que, en general, la región más apta para la instalación de centros industriales desde el punto de vista de las características de la ventilación atmosférica, es La Patagonia. La zona donde se ubica el corredor industrial Rosario - La Plata, tiene frecuencias de ocurrencia de condiciones con baja ventilación (aproximadamente 10 % en verano y 22 % en invierno). La región cuyana tiene una ventilación reducida especialmente en los meses de invierno, por lo cual no resulta adecuado la instalación de centros industriales en esa región, sin que se tenga en cuenta la incidencia de las emisiones de efluentes a la atmósfera durante el período invernal.

A los efectos de proveer de un herramienta sobre la cual basarse en decisiones futuras para la planificación tanto urbana como industrial en nuestro país, se presenta a continuación un análisis del efecto de la altura de la capa límite tanto diurna como nocturna en la concentración de contaminantes teniendo en cuenta su nivel de emisión, así como también una zonificación tanto para ambas condiciones en regiones

convenientes o no para el desarrollo urbano e industrial, desde el punto de vista del impacto que esto tendría en la calidad del aire de la región.

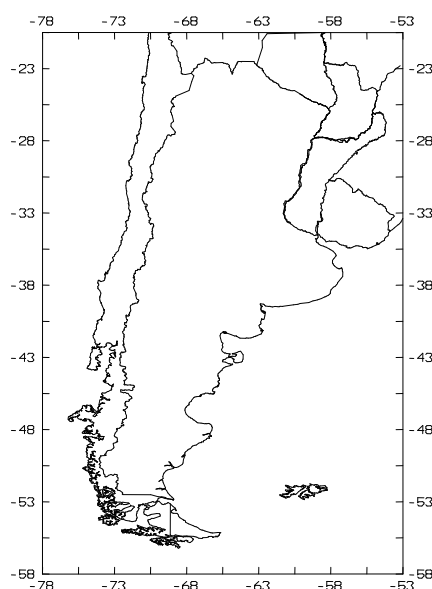
En el Capítulo 2 se realizó una descripción cualitativa de las formas típicas de la pluma de contaminantes para distintos tipos de estabildades dentro de la capa límite. También se describió el comportamiento de la pluma de contaminantes emitidos desde una fuente puntual elevada durante la evolución de la altura de la capa límite diurna hasta que ésta alcanza su máximo espesor.

Durante las primeras horas del día si la fuente de emisión es elevada, puede ser que los contaminantes sean vertidos dentro de la CLEN o dentro de la capa residual, con lo cual los contaminantes son dispersados siguiendo una distribución gaussiana o en abanico, que no alcanza la superficie. En general, cuando la pluma de contaminantes llega el tope de la capa límite de mezcla en evolución, por la dinámica de crecimiento de esta capa, los contaminantes “fumigarán” hacia superficie. Dependiendo de la distancia a la fuente en la cual se produce este fenómeno, las concentraciones de contaminantes en superficie podrán ser elevadas o no. Una vez que la altura de la capa límite de mezcla alcanza su máximo espesor, en general todas las plumas de contaminantes se dispersaran siguiendo el esquema de las condiciones de estabilidad inestables (Capítulo 2). Aquellos casos en los cuales las emisiones se realizan desde fuentes en la que los gases tienen una temperatura muy elevada respecto a la del medio ambiente, podría ocurrir que la altura efectiva de su emisión atravesase el tope de la capa límite y esos contaminantes se dispersarán en la atmósfera libre, sin alcanzar prácticamente la superficie terrestre (grandes plantas de energía termoeléctrica, plantas petroquímicas).

Por todo ello, en condiciones diurnas, tanto si las emisiones son elevadas como desde superficie, la convección intensa que se produce, garantiza una rápida dilución de los contaminantes, con concentraciones elevadas en zonas puntuales cercanas a la fuente de emisión. Sin embargo, si la altura máxima de la capa límite diurna es baja y la velocidad de transporte de los contaminantes también lo es, se trataría de condiciones con convección más débil y por lo tanto una menor capacidad de dilución por parte de la atmósfera.

Para emisiones diurnas las zonas del país más problemáticas para la instalación de centros industriales, respecto del impacto que estos producen en la calidad del aire, se encontrarían en la región noreste y la zona cordillerana cercana a Mendoza (ver Figura 6.1).

En el caso de condiciones nocturnas, las emisiones pueden ser de tres tipos diferentes: elevadas dentro y fuera de la CLEN, o desde superficie. Para aquellas emisiones fuera de la CLEN, tal como fuera mencionado en el Capítulo 2, no tendrían incidencia en superficie. Para emisiones elevadas dentro de la CLEN, la dispersión de los contaminantes es muy débil y prácticamente son transportados sin una dispersión vertical importante a grandes distancias de la fuente de emisión.



**Figura 6.1:** Zonas problemáticas para la instalación de centros industriales o urbanos. Condiciones diurnas.

Si los contaminantes son emitidos desde la superficie (por ejemplo quemas de basuras domiciliarias en campos cercanos los centros urbanizados) estas emisiones permanecerán cercanas a superficie transportadas por el viento, produciendo en las zonas cercanas a la fuente de emisión valores de concentraciones en superficie elevadas.

En estos casos un factor muy importante a tener en cuenta es la dirección predominante este tipo de emisiones no son recomendables en hora nocturnas.

Luego, considerando los efectos de la dispersión dentro de una capa límite estable nocturna, las zonas estudiadas que resultan menos recomendables para la instalación de industrias es la zona de Resistencia, no solo por tener espesores de capa límite nocturna bajos, sino también debido a la persistencia de noches con calma. La zona de Ezeiza resulta problemática para la instalación de industrias, debido a que durante todo el año posee alturas medias de capa límite inferiores a 190 m. La zona industrial cercana a Rosario se encuentra beneficiada debido a la ocurrencia de alturas de capa límite nocturna mayores y una frecuencia baja de ocurrencia de calmas en superficie.

La región más beneficiada para el desarrollo industrial y urbano, debido a su baja incidencia en el impacto de la calidad del aire resulta ser La Patagonia, especialmente en la zona cercana a Comodoro Rivadavia.

Dr. Nicolás Mazzeo  
Director de Tesis

Lic. María Gassmann  
Doctoranda

## REFERENCIAS

- André J.C. y Mahrt L. (1982)** The Nocturnal Surface Inversion and Influence of Clear - Air Radiative Cooling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 39, 864 - 878.
- Aron R. (1983)** Mixing Height. An Inconsistent Indicator of Potential Air Pollution Concentration. *Atmospheric Environment*. Vol. 17, Nr. 11, 2193-2197.
- Barad M (1958)** Project Prairie Grass, A Field Program in Diffusion. Vol. I y II. Geophysical Research Paper Nr. 59. USAF.
- Batchvarova E. y Gryning S. (1990)** Applied Model for the growth of the daytime mixed layer. *Boundary Layer Meteorology* 56, 261-274.
- Benkley y Schulman (1979)** Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. *J. of Applied Meteorology* 18, 772-780.
- Bernan S., Ku J.Y., Zhang J. y Rao S.T. (1997)** Uncertainties in estimation the mixing depth - comparing three mixing depth models with profiler measurements. *Atmospheric Environment* Vol. 31, Nr. 18, 3023-3039.
- Beyrich F. (1997)** Mixing height determination using remote sensing systems. General Remarks. EURASAP Workshop Proceedings. 1 - 3 October 1997. RISO Nat. Laboratory. Gryning S., Beyrich F. y Batchvarova E. editores.
- Brost R.A. y Wyngaard J.C. (1978)** A Model Study of the Stably Stratified Planetary Boundary Layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 35, 1427 - 1440.
- Brünt (1934)** *Physical and Dynamical Meteorology*. Cambridge University Press, 124-146.
- Businger J.A. (1982)** *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modeling*. Nieuwstadt F.T.M. and Van Dop H. (editors). Reidel Pub. Co.
- Businger J.A. y Arya S.P.S. (1974)** Heights of the mixed layer in the stably stratified planetary boundary layer. *Advances in Geophysics*, Vol. 18 A, Academic Press, 73-92.
- Camilloni I.A. (1995)** Detección de la señal de la isla urbana de calor y de variaciones climáticas. Tesis Doctoral. FCEN. U.B.A.
- Carlson M.A. y Stull R.B. (1986)** Subsidence in the Nocturnal Boundary Layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol 25, pp 1088 -1099.
- Carson (1973)** The development of dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *J. R. Meteorological Society* 99, 450-467.
- Caughey S.J. (1982)** Observed characterisc in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*, ed. F.T.M. Nieuwstadt y H. van Dop, D.Reidel Pub. Co., 107-158.



**Clarke R.H. (1970)** Observational studies in the atmospheric boundary layer. Quart. J. Royal Meteor. Soc. 96, 91-114.

**Clarke R.H., Dyer A.J., Brook, R.R., Reid D. y Troup J.A. (1971)** The Wangara Experiment: Boundary Layer Data. CSIRO Div. Meteor. Physics. Nr. 19, 336 pp.

**Crawford T.V. (1990)** Meteorological measurements for emergency response. Meteorological Aspects of Emergency Response. American Meteorological Society, 15-36. Kramer M.L. y Porch W.M. editores.

**Crivelli E. y Pedregal M. (1972)** Cartas de radiación solar global de la República Argentina. Meteorológica Vol. III, Nr. 1, 2 y 3.

**Crum T.D. y Stull R.B. (1987)** Field Measurements of the amount of surface layer air versus height in the entrainment zone. J. of Atmospheric Sciences Vol. 44, Nr. 19, 2743-2753.

**Deardorff J.W. (1972)** Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. Mon. Wea. Rev. 100, 93-106.

**Deardorff J.W. (1971)** rate of growth of the nocturnal boundary layer. Paper presented at Symposium on Air Pollution, Turbulence and Diffusion, Las Cruces, N.M. NCAR ms Nr. 71-246

**Deardorff J.W., Willis G.E. y Lilly D.K. (1969)** Laboratory investigation of non-steady penetrative convection. J. of Fluid Mechanics 35, 7-31.

**Delage Y. (1974)** A Numerical Study of the Nocturnal Atmospheric Boundary Layer. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 100, 351-364.

**Derbyshire S.H. (1995 a)** Stable Boundary Layers: Observations, Models and Variability Part I: Modelling and Measurements. Boundary Layer Meteorology 74, 19-54.

**Dobbins R.A. (1979)** Atmospheric Motion and Air Pollution. John Willey & Sons, Inc., New York, U.S.A.

**Donev E., Zeller K. y Kolev I. (1992)** The morning boundary layer transition in response to the surface heat flux. X Symposium on Turbulent Diffusion, AMS, Portland, U.S.A.

**Draxler R. (1992)** Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectories (HY-SPLIT). Version 3.0. User's Guide and Model Description. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-195.

**Dyer A.J. (1974)** A review of flux profile relations. Boundary Layer Meteorology 1, 363-372.

**Faggian P., Riva G.M. y Brusasca G. (1997)** Comparison of Mixed Layer Models Prediction with Experimental Data. EURASAP Workshop Proceedings. 1 - 3 October 1997. RISO Nat. Laboratory. Gryning S., Beyrich F. y Batchvarova E. editores.

**Finnigan J.J., Einaudi F. y Fua D. (1984)** The Interaction between an Internal Gravity Wave and Turbulence in the Stably Stratified Nocturnal Boundary Layer. J. of Atmospheric Sciences Vol. 41, Nr. 16, 2409-2436.

**Fox D.G. (1981)** Judgin Air Quality Model Performance. Bulletin AMS, 62, 5, 599-609.

**Gardiol J.M. (1989)** Estructura del flujo medio del aire afectado por rompevientos. Tesis Doctoral. FCEN. U.B.A.

**Gryning, S.E. y Bartchvarova E. (1994)** An applied model for the height of the daytime mixed layer and the entrainment zone. Boundary Layer Meteorology 71, 311 - 323.

**Golder D. (1972)** Relations among Stability parameters in the surface layer. Boundary Layer Meteorology 3, 45-58.

**Hanna S.R. y Paine R.J. (1989)** Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) Development and Evaluation. J. of Applied Meteorology. Vol 28, 206-224.

**Heffter, (1980)** Transport layer depth calculations. 2nd. Joint Conf. on Applications of Air Pollution Meteorology, March 24-27, 1980, N.Orleans. AMS. Boston, 787-791.

**Hernandez J.F., Cremader L y Baldasano J.M. (1997)** Simulation of tracer dispersion from elevated an surface releases in complex terrain. Atmospheric Environment 31, Nr. 15, 2337-2348.

**Hoffmann J.A., Gomez A.M.T. y Nuñez S.E. (1987)** Los campos medios anuales de algunos fenómenos meteorológicos. Anales II Congreso Interamericano y V Congreso Argentino de Meteorología.

**Højstrup J. (1982)** Velocity Spectra in the unstable boundary layer. J. of Atmospheric Sciences 39, 2239-2248.

**Højstrup J., Barthelmic R.J. y Kallstand B. (1997)** Boundary Layer Heights derived from Velocity Spectra. EURASAP Workshop Proceedings. 1 - 3 October 1997. RISO Nat. Laboratory. Gryning S., Beyrich F. y Batchvarova E. editores.

**Holtslag A.A.M. y van Ulden A.P. (1983)** A simple scheme for daytime surface fluxes from routine weather data. J. of Climatic and Applied Meteorology 22, 517-529.

**Holzworth G.C. (1972 a)** Mixing heights, wind speeds and potential for urban air pollution throughout the contiguous United States. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Air Programs Publication, Nr. AP - 101, Research Triangle Park, NC, pp. 118.

**Holzworth G.C. (1967)** Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States. J. of Applied Meteorology 6, 1039-1044.

**Irwin J. (1979)** Estimating plume dispersion. A recommended generalized scheme. Preprints of the 4<sup>th</sup> Symposium on Turbulence, Diffusion and Air Pollution. Jan 15-18, 1979, 62-69.

**Kaimal J.C., Wyngaard J.C., Haugen D.A., Cote O.R., Izumi Y, Caughey S.J. y Readings C.J. (1976)** Turbulence structure in the convective boundary layer. Journal of Atmospheric Sciences 33 (11), pp. 1098-1114.

**Kurzeja R.J., Berman S. y Weber A.H. (1991)** A Climatological Study of the Nocturnal Planetary Boundary Layer. Boundary Layer Meteorology 54, 105 - 128.

**Lettau H.H. y Davidson B. (1957)** *Exploring the Atmosphere's First Mile*, Proceedings of the Great Plains Field Program 1 August to 8 September 1953, O'Neill, Nebraska. Vol. II, Pergamon Press, NY, 578 pp.

**Mahrt L. (1985)** Vertical Structure and Turbulence in the Very Stable Boundary Layer. Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 42, Nr. 22, 2333 - 2349.

**Mahrt L. (1981)** Modelling the Depth of the Stable Boundary Layer. Boundary Layer Meteorology 21, pp. 3 - 19.

**Mahrt L., Heald C., Lenschow D.H., Stankov B.B. y Troen Iv (1979)** An Observational Study of the Structure of the Nocturnal Boundary Layer. Boundary Layer Meteorology 17, 247 - 264.

**Mannes A., Setter I. y Decker D.N. (1984)** Potential air pollution climates and urban planning. Applied climatology and its contribution to planning and building. Bitan A. editor, 139-148.

**Mazzeo N.A. y Venegas L.E. (1991)** Air pollution model for an urban area. Atmospheric Research 26, pp. 165 - 179.

**Mazzeo N., Nicoloni M., Moledo L. y Muller C. (1972)** Large-Scale Estimation of Vertical Dispersion Efficiency of the Atmosphere in the Argentine Republic. Proc. Third Int. Clean Air Congress, Dusseldorf, Alemania.

**McPhearson G. (1990)** Statistics in Scientific Investigation. Its Basis, Application and Interpretation. Springer-Verlag.

**Melgarejo J.W. y Deardorff J.W. (1974)** Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary layer heights. J. of Atmos. Sciences 31, 1324-1333.

**Miller M.E. y Holzworth G.C. (1967)** An Atmospheric Diffusion Model for Metropolitan Areas. J. of Air Pollution Control Assoc., Vol. 17, 46-50.

**Minetti J.L. y Vargas W.M. (1983)** Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. Parte I. Meteorológica Vol. XIV. Nr. 1 y 2, 645-656.

**Monin A.S. (1970)** The atmospheric boundary layer. Annual Review of Fluid Mechanics, Annual Reviews, Inc. 225-250.

**Myrick R.H., Sakiyama S.K., Angle R.P. y Sandhu H.S. (1994)** Seasonal Mixing Heights and Inversions at Edmonton, Alberta. Atmospheric Environment, Vol. 28, Nr. 4, 723 - 729.

**Nieuwstadt F.T.M. (1984 a)** The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer. Journal of Atmospheric Sciences. Vol. 41, Nr. 14, 2202 - 2216.

**Nieuwstadt F.T.M. (1984 b)** Some Aspects of the Turbulent Stable Boundary Layer. Boundary Layer Meteorology 30, pp. 31 - 55.

**Nieuwstadt F.T.M. (1980)** A Rate Equation for the Inversion Height in a Nocturnal Boundary Layer. Journal of Applied Meteorology, Vol. 19, 1445 - 1447.

**Nieuwstadt F.T.M. y Brost R.A. (1986)** Decay of convective turbulence. J. of Atmospheric Sciences 43, pp 532 - 546.

**Nieuwstadt F.T.M. y Tennekes H. (1981)** A Rate Equation for the Nocturnal Boundary Layer Height. Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 38, 1418 - 1428.

**Nieuwstadt F.T.M. y Driedonks A.G.M. (1979)** The nocturnal boundary layer: a case study with model calculation. J. of Applied Meteorology, Vol. 18, 1397-1405.

**Olensen H.R. y Brown N. (1992)** The OML meteorological preprocessor. MST LUFT - A122, National Environmental Research Institute, Roskilde, Denmark..

**Panofsky H.A. (1978)** Matching in the convective planetary boundary layer. J. of Atmospheric Sciences 35, 272-276.

**Panofsky H.A. y Dutton J.A. (1984)** Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons Inc., New York.

**Parker M.J. y Raman S. (1993)** A case Study of the Nocturnal Boundary Layer over a Complex Terrain. Boundary Layer Meteorology 66, pp. 303-324.

**Pasquill (1961)** The estimation of the dispersion of windborne material. Meteorology Magazine 90, 33-49.

**Pearson H.J., Putlock J.S. y Hunt J.C.R. (1983)** A statistical model of fluid - element motions and vertical diffusion in a homogeneous stratified turbulent flow. J. of Fluid Mechanics 129, 219-249.

- Piringer M. (1997)** Experiences of ZAMG on Mixing Height Determination. EURASAP Workshop Proceedings. 1 - 3 October 1997. RISO Nat. Laboratory. Gryning S., Beyrich F. y Batchvarova E. editores.
- Popovics y Szepesi (1970)** Diffusion climatological investigations in Hungary. Paper Nr. ME-20B, presented at 2nd. International Clean Air Congress, Washington, D.C., 6-11 Dic. 1970, pp. 24.
- Portelli (1977)** Mixing heights, wind speeds and ventilation coefficients for Canada. Climatological Studies Nr. 31. Atmospheric Environmental Service, pp. 87.
- Prohaska I. (1976)** The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. World Survey of Climatology. Vol 12. Elsevier Scient. Pub. Company. Scherdtfeger W. (ed.)
- Ruiz N. y Vargas W. (1997)** 500 hPa vorticity Analyses over Argentina: Their Climatology and Capacity to distinguish Synoptic - Scale Precipitation. Theoretical and Applied Climatology (en prensa).
- Rutllant J. (1981)** Subsistencia forzada sobre ladera andina occidental y su relación con un episodio de contaminación atmosférica en Santiago. Tralka Vol. 2, Nro. 1, 57-76.
- Schumann U. y Gerz T. (1995)** Turbulent Mixing in Stably Stratified Shear Flows. Journal of Applied Meteorology, Vol. 34, 33 - 48.
- Scian B. y Quinteros S. (1976)** Capa de Mezcla en la ciudad de Buenos Aires. Meteorológica, Vol. VI y VII.
- Scire J.S., Insley E.M., Yamartino R.J. y Fernau M.E. (1995)** A user's guide for the CALMET meteorological model. EARTH TECH. 1995.
- SMN (1986)** Estadísticas Climatológicas 1971-1980. Servicio Meteorológico Nacional. Fuerza Aérea Argentina.
- Sorbjan Z. (1997)** Decay of Convective Turbulence Revisited. Boundary Layer Meteorology 82, 501-515.
- Stern A., Boubel R., Turner B. y Fox D. (1984)** Fundamentals of Air Pollution. 2<sup>nd</sup>. Edition. Academic Press. Inc. London.
- Stull R.B. (1991)** Static Stability - An Update. Bulletin of the American Meteorological Society. Vol.72, Nr. 10, 1521-1529.
- Stull R.B. (1988)** An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Stull R.B. (1983 a)** A Heat-Flux History Length Scale for the Nocturnal Boundary Layer. Tellus 35 A, pp 219 - 230.

**Stull R.B., Santoso E., Berg L. y Hacker J. (1997)** Boundary Layer Experiment 1996 (BLX96) Bulletin of the American Meteorological Society. Vol. 78, Nr. 6, 1149-1158.

**Szepesi D.J. (1987)** Applications of meteorology to Atmospheric Pollution Problems. WMO Tech. Note nr. 188. 51 pp.

**Thomson (1991)** An analytical solution of Tennekes' equations for the growth of boundary layer depth. Boundary Layer Meteorology 59, 227-229.

**Tuna (1972)** A synoptic-climatological study of air pollution potential for Ankara. Chapter XI in Proceedings of the Third Meeting of the Expert Panel on Air pollution Modelling. N.Y. NATO Committee on the Challenges of Modern Society, 1110 Bruselas, Bélgica.

**Turner D.B. (1964)** A diffusion model for an urban area. J. of Applied Meteorology 2, 83-91.

**Ulke A.G. (1993)** Difusión y Depósito de contaminantes emitidos en la capa límite atmosférica. Vol. 1. Tesis de Doctorado. Universidad de Buenos Aires.

**Ulke A.G. y Mazzeo N.A. (1997)** Climatological aspects of the daytime mixing height in Buenos Aires city, Argentina. Atmospheric Environment (en prensa).

**Van Dop H., Krol M. y Holtslag B. (1997)** A Global Boundary Layer Height Climatology. EURASAP Workshop Proceedings. 1 - 3 October 1997. RISO Nat. Laboratory. Gryning S., Beyrich F. y Batchvarova E. editores.

**Venegas L.E., Torres Vilar C. y Mazzeo N.A. (1996)** Efecto de la estructura edilicia y del Río de la Plata sobre la temperatura de la atmósfera de Buenos Aires. Anales VII Congreso Argentino de Meteorología y VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Septiembre 1996, Buenos Aires

**Venkatram A. (1980)** Estimation of the Monin-Obukhov Length in the stable Boundary Layer for Dispersion Calculations. Boundary Layer Meteorology 19, 481-485.

**Vogelezang D.H.P. y Holtslag A.A.M. (1996)** Evaluation and Model Impacts of Alternative Boundary Layer Height Formulations. Boundary Layer Meteorology 81, 245 - 269.

**Weber A.H. y Kurzeja R.J. (1991)** Nocturnal Planetary Boundary Layer Structure and Turbulence Episodes during the Project STABLE Field Program. Journal of Applied Meteorology, Vol. 30, 1117 - 1133.

**Wessels H.R.A. (1984)** Cabauw meteorological data tapes 1973-1984 description of instrumentation and data processing for the continuous measurements. Scientific Report W.R. 84-6. KNMI, 27 pp.

**Wetzel P.J. (1982)** Toward Parametrizations of the Stable Boundary Layer. Journal of Applied Meteorology. Vol. 21, Nr. 1, 7 - 13.

- Wieringa J.A. (1980)** A revaluation of the Kansas most influence on measurements of stress and cup anemometers overspeedings. *Boundary Layer Meteorology* 18.
- Willmott C.J. (1982)** Some Comments on the Evaluation of Model Performance. *Bulletin AMS*, 66, 11, 1309-1313.
- Willmott C.J. (1981)** On the validation of models. *Physic. Geogr.* 2, 184-194.
- Wyngaard J. y Kosovic B. (1994)** Similarity of Structure-Function Parameters in the Stably Stratified Boundary Layer. *Boundary Layer Meteorology* 71, pp 277 - 296.
- Wyngaard J. y Brost R.A. (1984)** Top-down and bottom -up diffusion in the convective boundary layer. *J. of Atmospheric Sciences* 41, pp. 102 - 112.
- Yamada T. (1979)** Prediction of the Nocturnal Surface Inversion Height. *J. of Applied Meteorology* Vol. 18, 526-631.
- Yu T.W. (1978)** Determining Height of the Nocturnal Boundary Layer. *J. of Applied Meteorology* Vol. 17, 28-33.
- Yamamoto S., Yokohama O. y Gamo M. (1979)** Observational Study of the Turbulence Structure of the atmospheric Boundary Layer under Stable Conditions. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 57, 5, 423-431.
- Yokomama O., Gamo M. y Yamamoto S. (1977 a)** On the Turbulence Quantities in the Neutral Atmospheric Boundary Layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 55, 3, 312-318.
- Yokomama O., Gamo M. y Yamamoto S. (1977 b)** On the Turbulence Quantities in the Atmospheric Mixing Layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 55, 2, 182-192.
- Yokomama O., Gamo M. y Yamamoto S. (1979)** The vertical profiles of the turbulence quantities in the atmospheric boundary layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 57, 3, 264-272.
- Young G.S. (1988)** Turbulence Structure of the convective boundary layer. Part I: Variability of normalized turbulence statistics. *J. of Atmospheric Sciences* Vol. 45, Nr. 4, 719-726.
- Zilitinkevich S. (1989)** The Temperature Profile and Heat Transfer Law in a Neutrally and Stably Stratified Planetary Boundary Layer. *Boundary Layer Meteorology* 49, 1 - 5.
- Zilitinkevich S. (1972)** On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary Layer Meteorology* 3, 141-145.

**Zilitinkevich S. y Mirinov D.V. (1996)** A Multi-Limit Formulation for the Equilibrium Depth of a Stably Stratified Boundary Layer. *Boundary Layer Meteorology* 81, pp. 325 - 351.

**Zilitinkevich S. y Monin A.S. (1974)** Similarity theory for the atmospheric boundary layer. *Izv. Akad. Nank SSSR, Fiz. Atmos. Okeana*, 10, 587-599.



## **ANEXO TABLAS**

Tabla 4.II: Sondeos del Proyecto O'Neill (Lettau y Davidson, 1957) utilizados para el desarrollo del modelo y su verificación.

Fecha	Hora	p (hPA)	T (°C)
570808	22:35	950	16,6
		933	19,5
		894	18,5
		870	18,5
		835	16,5
		790	16,7
		720	11,6
		640	4,2
570809	0:35	949	15,0
		932	18,5
		882	19,0
		857	18,4
		832	18,8
		822	18,6
		810	17,6
		778	15,5
		662	5,7
570809	2:35	583	-2,1
		948	16,0
		924	18,8
		894	19,7
		862	18,0
		824	18,6
		776	14,8
		746	11,7
		721	10,6
570809	4:35	710	10,1
		688	8,6
		545	-5,1
		947	15,3
		908	19,1
		876	18,5
		848	20,0
		700	17,0
		788	15,3
		760	12,9
		720	10,0
		696	8,9
		588	-1,5
		544	-4,7

570809	20:35	942	25,0
		925	27,1
		844	24,8
		722	13,5
		680	10,2
		634	4,7
570813	4:35	948	20,0
		900	21,8
		887	23,5
		877	23,3
		838	22,4
		782	17,5
		703	8,9
		654	3,7
		648	5,2
		604	-0,4
		582	-1,4
570813	18:35	944	31,0
		930	31,4
		898	29,4
		772	18,9
		716	13,6
		693	10,2
		641	5,5
		591	2,2
570813	20:35	944	23,0
		922	29,6
		888	26,9
		811	22,0
		727	12,5
		703	11,5
		652	5,9
		641	5,0
		621	3,4
		570	-1,5
		528	-4,0
570818	22:35	952	16,5
		938	21,3
		880	17,6
		852	15,6
		784	10,2
		774	10,2
		760	9,2
		706	4,1

		692	3,7
		666	1,2
		653	1,7
		618	-0,9
570819	0:35	952	14,8
		940	19,8
		873	16,2
		859	15,9
		798	10,9
		791	10,2
		777	10,4
		705	3,2
		666	1,0
		656	-0,1
		644	0,2
		602	-2,1
570819	2:35	952	12,9
		929	20,2
		864	16,5
		818	13,0
		778	9,8
		750	7,4
		663	0,0
		652	0,4
		628	0,4
		612	-1,4
		598	-2,5
		570	-4,9
570819	4:35	952	13,2
		936	19,6
		920	19,9
		856	15,4
		818	13,4
		777	9,2
		748	7,4
		736	6,1
		666	0,4
		650	1,3
		626	0,2
		594	-2,3
570819	6:35	953	15,0
		933	19,6
		916	19,2
		853	14,5

		827	13,5
		754	6,8
		746	7,1
		738	6,6
		693	2,4
		667	0,7
		643	0,7
		594	-2,9
570819	18:35	950	23,2
		936	24,2
		821	14,2
		754	7,4
		666	1,7
		659	3,5
		647	2,1
		624	-0,1
		611	-1,1
570825	20:35	941	26,5
		901	28,6
		795	20,0
		742	14,7
		718	12,8
		693	14,0
		600	7,0
570831	4:35	942	23,0
		900	24,1
		838	22,1
		806	20,6
		672	8,0
		655	6,5
		648	6,6
		633	5,3
		586	0,8
		575	-0,3
		542	-4,7
570831	6:35	942	22,2
		912	24,3
		850	23,1
		768	17,4
		740	14,5
		676	8,7
		653	7,9
		618	4,0
		591	1,1

		544	-4,0
		534	-4,5
570831	20:35	941	27,0
		930	28,3
		791	16,7
		702	13,5
		679	11,4
		592	2,6
		579	1,6
570831	22:35	941	25,6
		908	26,5
		774	16,8
		744	15,7
		673	10,5
		609	5,2
		546	-1,4
570901	0:35	942	24,6
		909	26,4
		779	17,1
		684	11,7
		586	2,5
		565	1,2
		546	-0,9
570901	2:35	941	23,4
		897	25,1
		798	18,7
		714	12,6
		682	11,7
		605	3,6
		542	-2,7
570901	6:35	942	23,5
		897	26,1
		735	13,8
		712	13,8
		664	10,5
		647	8,6
		636	7,0
570907	6:35	952	9,8
		930	16,7
		891	16,1
		870	16,6
		758	8,3
		744	8,1
		672	0,7

		654	1,8
		630	0,4
		609	-1,4
		578	-3,1
570907	20:35	947	19,9
		923	20,6
		828	17,8
		790	15,5
		727	10,1
		703	8,6
		648	2,6
		627	1,1
		562	-6,4
570907	22:35	947	17,0
		914	21,4
		876	19,7
		849	20,3
		807	17,8
		748	11,9
		708	7,8
		694	6,6
		651	2,0
		625	0,6
		587	-4,0
570908	0:35	947	15,8
		913	20,9
		887	19,6
		855	20,6
		816	18,3
		753	12,3
		654	3,1
		548	-9,5
570908	2:35	947	13,9
		908	20,8
		887	19,2
		859	20,0
		810	18,3
		754	12,8
		731	11,0
		651	2,7
		566	-7,6

Tabla 4.III: Sondeos del Proyecto Prairie Grass (Barad, 1958) utilizados en el desarrollo y verificación del modelo nocturno.

Emisión	Fecha	Hora	p (hPa)	z (m)	T (°C)	HR (%)
4	60756	1:05	947		19,1	94
			926		25,8	74
			900	446	23,4	61
			880		21,6	52
			851		19,0	63
			850	941	19,0	63
			800	1459	15,6	56
			731		10,6	45
			700	2578	8,2	44
			661		4,1	42
			626		0,9	57
			611		0,9	35
			600	3831	-0,1	35
13	220756	20:05	949		21,9	69
			940		22,8	59
			900	459	19,9	65
			850	950	15,9	73
			800	1462	11,8	82
			747		7,1	92
			700	2566	4,4	80
			685		3,4	76
			645		-0,4	80
			634		1,0	80
			622		-0,1	34
			601		-0,6	22
			600	3807	-0,6	0
14	220756	22:05	950		16,4	89
			940		22,2	64
			900	467	19,8	58
			898		19,7	57
			860	957	15,7	70
			802		11,5	86
			800	1468	11,4	85
			700	2569	4,0	77
			654		0,2	72
			631		0,5	49
			620		0,6	21
			600	3807	-0,8	0
17	230756	20:05	943		28,0	39



			928		29,0	32
			900	414	27,0	35
			850	916	23,1	40
			804		19,5	43
			800	1441	19,1	45
			700	2571	9,8	64
			600	3829	-0,7	85
18	230756	22:05	943		23,6	54
			926		27,6	35
			900	411	26,0	33
			898		25,9	33
			850	911	23,1	39
			841		22,8	39
			800	1435	18,9	47
			700	2564	9,0	64
			684	2755	7,2	67
28	30856	0:05	940		25,9	66
			925		28,0	59
			900	385	26,6	55
			892		26,1	54
			878		26,6	51
			850	889	24,2	51
			810		21,0	51
			800	1416	20,0	54
			721		13,1	74
			700	2551	11,1	78
			630		4,1	90
			600	3818	1,9	89
29	30856	2:05	941		25,5	61
			928		26,6	56
			900	393	25,4	54
			893		25,1	53
			870		25,1	48
			850	895	23,8	50
			800	1422	20,4	54
			787		19,4	55
			700	2557	10,9	72
			668		7,5	80
			601		1,9	79
			600	3824	1,8	80
32	60856	20:05	945		24,3	36
			933		27,0	35
			900	430	24,7	38
			850	929	21,0	43

36	110856	23:35	800	1450	17,3	48
			783		16,0	49
			770		15,0	41
			758		14,4	51
			700	2576	9,2	60
			647		4,1	67
			600	3834	0,3	53
			943		18,8	85
			930		23,5	79
			900	406	21,8	74
			860		19,5	66
			850	900	19,0	68
			800	1418	15,7	74
			738		11,3	83
			700	2537	7,6	70
			693		6,8	68
			677		6,3	24
			650		6,0	0
			618		3,4	24
			600	3794	1,3	30
37	120856	3:05	942		20,0	75
			912		22,8	77
			900	398	22,2	71
			883		21,3	61
			850	894	19,3	61
			823		17,6	62
			800	1413	16,0	66
			726		11,0	81
			702		9,3	69
			700	2538	9,0	64
			677		7,6	23
			622		2,0	30
			600	3794	-0,1	41
			942		20,0	81
38	120856	5:05	905		22,5	55
			900	395	22,5	51
			886		22,5	45
			852		20,5	45
			850	891	20,3	45
			800	1411	16,9	59
			735		12,1	78
			712		10,5	54
			700	2534	9,1	59
			673		6,0	66

			656	5,0	34
			633	3,5	24
			600	3787	0,2
39	130856	22:35	948		20,5
			937		25,4
			930		27,4
			900	457	25,4
			886		24,6
			850	955	21,9
			800	1477	17,9
			761		14,5
			700	2599	8,6
			680		6,4
			637		2,5
			600	3849	-0,2
40	140856	0:35	948		20,6
			940		25,6
			932		27,6
			900	457	25,1
			850	955	21,0
			805		17,0
			800	1476	16,9
			763		15,0
			700	2598	8,4
			676		5,8
			628		0,1
			609		0,0
			600	3849	-0,6
41	140856	3:05	947		20,0
			933		24,2
			915		26,0
			900	446	25,3
			850	946	22,8
			840		22,2
			800	1470	18,9
			793		18,2
			700	2597	9,3
			696		8,9
			600	3850	-2,3
42	140856	5:05	947		21,7
			920		26,6
			900	448	26,0
			869		24,9
			850	948	22,9

			841		22,0	46
			800	1473	20,0	53
			792		19,5	54
			733		12,7	67
			711		11,1	53
			700	2603	10,0	52
			674		7,1	51
			614		-0,8	73
			600		-2,0	69
54	240856	22:05	949		20,0	51
			918		20,8	42
			904		20,0	35
			900	459	19,8	35
			850	950	17,3	43
			800	1466	14,6	50
			772		13,6	32
			700	2583	8,7	42
			600	3833	-2,0	67
55	250856	1:05	948		17,0	60
			904		20,0	43
			900	446	19,9	43
			862		19,0	48
			850	938	18,4	49
			800	1456	15,0	52
			756		11,9	56
			710		9,2	41
			700	2576	8,2	50
			694		7,3	54
			615		-0,5	70
			600	3825	-2,1	70
56	250856	3:05	948		15,0	66
			900	444	20,0	47
			850	936	19,4	49
			815		18,8	50
			800	1457	17,2	51
			761		13,3	56
			726		10,7	44
			700	2579	8,2	50
			600	3829	-2,1	74
58	250856	19:35	939		29,2	25
			932		31,5	25
			900	379	29,0	27
			850	884	25,0	30
			800	1410	20,6	33

			762	17,1	36
			744	15,5	23
			700	2546	11,3
			610		20,0
			600	3812	1,0
59	250856	22:35	939		25,5
			913		31,0
			900	378	30,2
			855		27,4
			850	886	26,9
			800	1417	21,9
			716		12,9
			700	2554	11,3
			648		6,1
			600	3816	0,3
60	260856	0:35	938		25,5
			907		29,1
			900	375	29,0
			860		27,4
			850		26,6
			800	1413	22,0
			784		20,6
			720		14,0
			700	2552	11,8
			600	3818	0,4
66	290856	21:35	933		21,0
			916		25,6
			900	316	24,9
			850	814	22,1
			848		22,0
			800	1336	18,0
			750		13,4
			700	2460	8,4
			650		3,0
			600	3711	-2,0
67	300856	0:35	932		21,0
			911		24,6
			900	304	23,8
			876		21,9
			850	801	21,1
			830		20,5
			800	1323	17,8
			700	2444	7,9
			686		6,4

68	300856	2:35	600	3687	-2,4	59
			931		21,0	45
			916		24,2	40
			900	295	23,6	37
			850	791	21,3	30
			830		20,4	27
			800	1312	17,7	30
			700	2434	8,0	43
			672		5,2	47
			635		2,2	43
			600	3685	-1,8	50

Tabla 4.IV: Sondeos del Proyecto Wangara (Clarke y otros, 1971) utilizados en el desarrollo y verificación del modelo nocturno.

Día	Hora	z (m)	p (hPa)	T (°C)	w (g/kg)
1	6:40	0	1012	2,9	4,0
		50	1006	6,9	5,7
		100	1000	9,3	6,7
		150	994	10,1	7,0
		200	988	10,1	6,9
		250	982	9,9	6,7
		300	976	9,6	6,5
		350	970	9,3	6,2
		400	964	9,0	6,0
		450	959	8,7	5,9
		500	953	8,3	5,7
		550	947	7,9	5,6
		600	941	7,5	5,4
		650	936	7,1	5,3
		700	930	6,7	5,1
		750	924	6,3	4,9
		800	919	5,9	4,8
		850	913	5,5	4,7
		900	907	5,0	4,6
		950	902	4,5	4,5
		1000	896	4,1	4,4
1	18.25	0	1010	10,8	4,6
		50	1004	11,9	4,4
		100	998	12,0	4,5
		150	992	13,3	4,6
		200	986	13,0	4,5
		250	980	12,6	4,4
		300	975	12,2	4,4
		350	969	11,8	4,3
		400	963	11,4	4,2
		450	957	10,9	4,2
		500	951	10,3	4,1
		550	946	9,8	4,0
		600	940	9,3	4,0
		650	934	8,8	4,0
		700	929	8,4	4,0
		750	923	8,0	4,0
		800	910	7,5	3,9
		850	912	7,1	3,9

1	21:23	900	906	6,6	3,8
		950	901	6,0	3,8
		1000	895	5,5	3,7
		0	1010	7,8	4,2
		50	1004	9,0	4,1
		100	998	10,6	4,3
		150	992	11,8	4,3
		200	986	12,0	4,2
		250	980	12,0	4,1
		300	974	11,6	4,0
		350	968	11,2	3,9
		400	963	10,8	3,8
		450	957	10,3	3,8
		500	951	9,9	3,8
		550	945	9,4	3,7
		600	940	9,0	3,7
		650	934	8,5	3,7
		700	928	8,0	3,7
2	0:20	0	1009	7,3	4,3
		50	1003	8,9	4,5
		100	997	10,9	4,6
		150	991	11,4	4,6
		200	985	11,6	4,6
		250	979	11,3	4,3
		300	973	11,1	4,1
		350	967	10,8	4,0
		400	962	10,5	3,9
		450	956	10,0	3,8
		500	950	9,4	3,7
		550	944	8,9	3,7
		600	939	8,6	3,7
		650	933	8,3	3,7
		700	927	8,0	3,7
		750	922	7,5	3,7
2	4:10	0	1008	6,0	4,1
		50	1002	7,9	4,1
		100	996	9,4	4,2
		150	990	10,5	4,2
		200	984	10,9	4,1
		250	978	10,9	4,0
		300	972	10,6	3,8
		350	966	10,3	3,6
		400	961	10,0	3,4
		450	955	9,6	3,3



		500	949	9,3	3,3
		550	943	8,9	3,2
		600	938	8,4	3,1
		650	932	7,9	3,0
		700	926	7,5	3,0
		750	921	7,3	2,8
		800	915	7,1	2,7
		850	910	7,0	2,5
		900	904	7,1	2,3
		950	899	7,4	1,9
		1000	893	8,1	1,4
2	21.51	0	1003	12,2	3,2
		50	997	12,7	3,4
		100	991	13,1	3,6
		150	985	13,2	3,6
		200	979	13,0	3,6
		250	974	12,9	3,6
		300	968	12,8	3,5
		350	960	12,7	3,5
		400	956	12,6	3,4
		450	951	12,3	3,4
		500	945	12,0	3,4
		550	939	11,6	3,4
		600	934	11,2	3,4
		650	928	10,8	3,4
		700	923	10,4	3,4
		750	917	10,1	3,3
		800	912	9,8	3,1
		850	906	9,5	3,1
		900	901	9,2	3,0
		950	895	8,8	3,0
		1000	890	8,4	3,0
3	18:22	0	1005	13,0	4,3
		50	999	13,9	4,3
		100	993	14,2	4,2
		150	987	14,3	4,1
		200	981	14,1	4,1
		250	976	13,8	4,0
		300	970	13,4	4,0
		350	964	13,0	3,9
		400	958	12,5	3,8
		450	953	12,1	3,8
		500	947	11,6	3,8
		550	941	11,2	3,7

3	21:14	600	936	10,8	3,7
		650	930	10,3	3,7
		700	924	9,9	3,7
		750	919	9,4	3,7
		800	913	8,8	3,7
		850	908	8,3	3,7
		900	902	7,8	3,7
		950	897	7,3	3,7
		1000	892	6,8	3,7
		0	1006	11,2	5,5
		50	1000	12,0	5,4
		100	994	12,6	5,4
		150	988	12,9	5,4
		200	982	12,8	5,4
		250	976	12,6	5,4
		300	971	12,4	5,4
		350	965	12,1	5,4
		400	959	11,8	5,4
		450	953	11,5	5,3
		500	948	11,3	5,2
		550	942	11,0	5,2
		600	936	10,5	5,1
		650	931	10,0	5,1
		700	925	9,5	5,0
		750	920	9,0	4,9
		800	914	8,5	4,9
		850	909	7,9	4,8
		900	903	7,4	4,8
		950	898	6,8	4,7
		1000	892	6,3	4,7
4	18.20	0	1013	10,7	5,1
		50	1007	11,4	4,8
		100	1001	11,8	4,5
		150	995	11,5	4,3
		200	989	11,1	4,1
		250	983	10,7	4,0
		300	977	10,4	4,0
		350	971	10,1	4,0
		400	966	9,7	4,0
		450	960	9,3	4,0
		500	954	8,8	4,0
		550	948	8,3	4,0
		600	942	7,7	3,9
		650	937	7,2	3,9

4	21:06	700	931	6,7	3,9
		750	925	6,2	3,8
		800	920	5,8	3,8
		850	914	5,3	3,7
		900	909	4,9	3,7
		950	903	4,4	3,7
		0	1015	10,1	5,4
		50	1009	10,6	5,0
		100	1003	10,9	4,5
		150	997	11,0	4,3
		200	991	11,0	4,1
		250	985	10,6	4,0
		300	979	10,1	3,9
		350	975	9,7	3,9
5	0:19	0	1014	8,8	5,5
		50	1008	10,9	5,7
		100	1002	11,5	5,6
		150	996	11,4	5,3
		200	990	11,2	4,9
		250	984	10,9	4,6
		300	978	10,5	4,3
		350	972	10,8	4,2
		400	968	9,6	4,1
		450	961	9,2	4,1
		500	955	8,7	4,0
		550	949	8,2	4,0
		600	943	7,8	3,9
		650	938	7,1	3,9
5	3:32	700	932	6,5	3,8
		0	1014	7,6	5,2
		50	1008	9,7	5,3
		100	1002	10,2	5,3
		150	996	10,3	5,3
		200	990	10,2	5,1
		250	984	10,0	5,0
		300	978	9,8	4,9
		350	972	9,6	4,7
		400	966	9,2	4,4
		450	961	8,7	4,0
		500	955	8,3	3,7
		550	949	7,8	3,6
		600	943	7,4	3,6
		650	937	6,9	3,6
		700	932	6,5	3,6

5	6:28	750	926	6,1	3,6
		800	920	5,8	3,6
		850	915	5,3	3,5
		900	909	4,8	3,5
		950	904	4,3	3,5
		1000	898	3,8	3,5
		0	1015	7,2	4,9
		50	1009	8,9	4,9
		100	1003	9,4	4,8
		150	997	9,7	4,6
		200	991	9,9	4,5
		250	985	10,0	4,4
		300	979	9,8	4,2
		350	973	9,4	4,1
		400	967	8,9	4,0
		450	961	8,4	3,8
		500	956	8,0	3,8
		550	950	7,5	3,7
		600	944	7,1	3,6
		650	938	6,6	3,6
		700	933	6,2	3,5
		750	927	5,7	3,5
		800	921	5,3	3,5
		850	916	4,9	3,4
		900	910	4,6	3,4
		950	904	4,1	3,4
		1000	899	3,7	3,4
5	21:00	0	1017	11,2	5,4
		50	1011	11,8	5,2
		100	1005	12,3	4,9
		150	999	12,7	4,6
		200	993	12,6	4,5
		250	987	12,4	4,4
		300	981	12,1	4,3
		350	975	11,7	4,2
		400	970	11,2	4,2
		450	964	10,8	4,1
		500	958	10,3	4,1
		550	952	9,8	4,1
		600	947	9,2	4,1
		650	941	8,7	4,1
		700	935	8,2	4,0
		750	929	7,7	4,0
		800	924	7,3	3,9

6	0:19	850	918	6,9	3,8
		900	913	6,6	3,8
		950	907	6,2	3,7
		1000	902	5,8	3,6
		0	1017	7,2	4,9
		50	1011	10,4	6,7
		100	1005	11,6	7,2
		150	999	11,7	7,0
		200	993	11,7	6,9
		250	987	11,6	6,7
		300	981	11,3	6,5
		350	975	10,9	6,3
		400	969	10,6	6,1
		450	964	10,3	6,0
		500	958	10,0	5,0
		550	952	9,6	5,8
		600	946	9,1	5,6
		650	941	8,7	5,4
		700	935	8,2	5,0
		750	929	7,8	4,5
		800	924	7,4	4,1
		850	918	7,1	3,9
		900	913	6,7	3,9
		950	907	6,4	3,9
		1000	902	6,0	3,9
6	3:59	0	1020	6,2	5,4
		50	1014	8,1	5,8
		100	1008	8,9	5,9
		150	1002	9,7	5,9
		200	996	10,1	5,8
		250	990	10,1	5,6
		300	984	9,9	5,4
		350	978	9,6	5,2
		400	972	9,2	4,8
		450	968	8,8	4,5
		500	960	8,3	4,3
		550	955	7,8	4,1
		600	949	7,3	4,0
		650	943	6,8	3,9
		700	937	6,3	3,9
		750	932	5,7	3,8
		800	926	5,2	3,8
		850	920	4,7	3,8
		900	915	4,2	3,8

6	21.04	950	909	3,8	3,8
		1000	903	3,3	3,7
		0	1018	5,9	4,0
		50	1012	9,5	5,2
		100	1006	11,4	5,8
		150	1000	11,6	5,8
		200	994	11,5	5,7
		250	986	11,1	5,5
		300	982	10,7	5,2
		350	976	10,3	5,0
		400	970	10,0	4,8
		450	964	9,7	4,7
		500	959	9,2	4,5
		550	953	8,7	4,5
		600	947	8,1	4,4
		650	941	7,7	4,3
		700	936	7,2	4,3
		750	930	6,8	4,3
		800	924	6,3	4,1
		850	919	6,0	3,9
		900	913	6,2	3,8
		950	908	6,7	3,5
		1000	902	7,5	3,0
7	0:30	0	1017	4,3	3,9
		50	1011	8,1	5,1
		100	1005	9,3	5,5
		150	999	9,9	5,6
		200	993	10,2	5,5
		250	987	10,5	5,4
		300	981	10,4	5,3
		350	975	10,2	5,1
		400	969	9,8	4,9
		450	963	9,4	4,6
		500	958	9,0	4,5
		550	952	8,7	4,4
		600	946	8,4	4,3
		650	940	8,0	4,3
		700	935	7,5	4,2
		750	929	7,0	4,1
		800	923	6,5	4,1
		850	918	6,0	4,0
		900	912	5,5	3,9
		950	907	5,1	3,8
		1000	901	5,9	3,6

7	4:25	0	1017	1,6	3,5
		50	1011	5,2	4,2
		100	1005	8,4	4,8
		150	999	10,3	5,2
		200	993	11,5	5,4
		250	987	12,0	5,4
		300	981	11,9	5,2
		350	975	11,6	4,8
		400	969	11,1	4,4
		450	963	10,7	4,0
		500	958	10,2	3,8
		550	952	9,8	3,7
		600	946	9,4	3,6
		650	940	8,9	3,5
		700	935	8,4	3,5
		750	929	7,9	3,4
		800	923	7,5	3,3
		850	918	7,0	3,3
		900	912	6,6	3,3
		950	907	6,2	3,2
		1000	901	5,6	3,2
7	6:24	0	1015	0,6	3,7
		50	1009	5,6	4,9
		100	1003	8,4	5,3
		150	997	8,8	4,8
		200	991	9,3	4,2
		250	985	9,3	4,2
		300	979	9,1	3,8
		350	973	8,9	3,7
		400	967	8,5	3,6
		450	961	8,2	3,5
		500	955	7,9	3,4
		550	950	7,5	3,4
		600	944	7,2	3,3
		650	938	6,9	3,3
		700	932	6,5	3,3
		750	927	6,2	3,3
		800	921	5,8	3,2
		850	915	5,2	3,2
		900	910	4,7	3,1
		950	904	4,1	3,1
7	18:19	1000	899	3,7	3,1
		0	1011	9,3	3,9
		50	1005	10,7	3,7

8	3:25	100	999	12,0	3,6
		150	993	13,2	3,6
		200	987	13,3	3,5
		250	981	13,3	3,3
		300	975	12,7	3,2
		350	970	12,1	3,1
		400	964	11,6	3,0
		450	958	11,0	3,0
		500	952	10,5	3,0
		550	947	10,1	2,9
		0	1010	3,9	3,3
		50	1004	7,6	4,1
		100	998	9,0	4,3
		150	992	9,9	4,5
		200	986	10,4	4,4
		250	980	10,3	4,2
		300	974	10,1	3,7
		350	968	10,0	3,3
		400	962	10,0	3,1
		450	957	9,7	3,0
		500	951	9,2	2,9
		550	945	8,8	2,8
		600	939	8,5	2,8
		650	934	8,3	2,8
		700	928	8,0	2,8
8	6:20	750	923	7,7	2,8
		800	917	7,4	2,8
		850	911	7,1	2,8
		900	906	6,8	2,8
		950	900	6,6	2,9
		1000	895	6,4	2,9
		0	1011	2,3	3,3
		50	1005	5,3	4,2
		100	999	7,7	5,1
		150	993	8,8	5,6
		200	987	9,4	5,9
		250	981	9,1	5,8
		300	975	8,7	5,7
		350	969	8,5	5,7
		400	963	8,4	5,6
		450	957	8,2	5,5
		500	952	8,0	5,4
		550	946	7,7	5,3
		600	940	7,4	5,2



13	18:30	650	934	7,2	5,2
		700	929	7,0	5,1
		750	923	6,9	5,0
		800	918	6,7	4,9
		0	1014	11,5	5,1
		50	1008	13,8	6,4
		100	1002	14,8	6,5
		150	996	15,0	6,0
		200	990	14,9	5,7
		250	984	14,5	5,4
		300	979	14,0	5,1
		350	973	13,5	5,0
		400	967	13,2	4,9
		450	961	12,8	4,9
		500	956	12,3	4,9
		550	950	11,8	4,8
		600	944	11,2	4,8
		650	939	10,7	4,7
		700	933	10,2	4,7
		750	927	9,8	4,6
		800	922	9,3	4,5
		850	916	8,9	4,4
		900	911	8,4	4,3
		950	905	8,0	4,2
		1000	900	7,8	4,0
13	21:03	0	1014	7,4	5,0
		50	1008	10,3	5,5
		100	1002	12,7	5,9
		150	996	13,7	6,0
		200	990	13,9	5,9
		250	984	13,7	5,7
		300	978	13,4	5,4
		350	973	13,1	5,3
		400	967	12,6	5,2
		450	961	12,2	5,0
		500	955	11,8	5,0
		550	950	11,4	5,0
		600	944	11,0	5,0
		650	938	10,7	5,0
		700	933	10,3	5,0
		750	927	10,0	4,9
		800	922	9,5	4,9
		850	916	9,0	4,9
		900	910	8,5	4,8

14	6:17	950	905	8,0	4,8
		1000	900	7,6	4,8
		0	1011	5,4	5,0
		50	1005	7,4	6,1
		100	999	8,4	6,7
		150	993	8,9	6,9
		200	987	9,7	7,1
		250	981	10,4	7,3
		300	975	10,9	7,5
		350	969	11,3	7,4
		400	963	11,2	7,0
		450	958	11,1	6,6
		500	952	11,0	6,3
		550	946	10,8	6,6
		600	941	10,6	5,7
		650	935	10,3	5,4
		700	929	10,0	5,2
		750	924	9,8	5,1
		800	918	9,2	5,0
		850	913	9,1	4,9
15	3:40	0	1001	7,3	5,3
		50	995	11,3	5,8
		100	989	13,9	6,0
		150	983	14,0	5,3
		200	977	14,0	5,0
		250	972	13,9	4,8
		300	966	13,8	4,6
		350	960	13,5	4,4
		400	954	13,0	4,2
		450	949	12,5	4,1
		500	943	12,0	4,0
		550	938	11,6	3,9
		600	932	11,3	3,8
		650	926	11,0	3,7
		700	921	10,5	3,7
		750	915	10,1	3,7
		800	910	9,7	3,7
		850	904	9,2	3,7
		900	899	8,5	3,8
		950	893	7,9	3,8
16	3:35	1000	888	7,3	3,8
		0	1007	5,2	4,8
		50	1001	6,7	5,3
		100	995	7,9	5,6

		150	989	8,2	5,6
		200	983	8,1	5,6
		250	977	7,8	5,5
		300	971	7,6	5,3
		350	965	7,6	5,1
		400	959	7,6	5,1
		450	954	7,7	5,1
		500	948	7,7	5,2
		550	942	7,3	5,0
		600	936	6,6	4,9
		650	931	6,0	4,7
		700	925	5,5	4,5
		750	919	5,1	4,4
		800	914	4,8	4,4
		850	908	4,4	4,3
		900	903	4,1	4,2
		950	897	3,7	4,2
		1000	891	3,4	4,1
16	21:00	0	1007	8,4	5,3
		50	1001	11,9	5,6
		100	995	11,9	5,4
		150	989	11,7	5,1
		200	983	11,2	5,0
		250	977	10,6	4,9
		300	971	10,2	4,8
		350	966	9,7	4,8
		400	960	9,2	4,7
		450	954	8,7	4,7
		500	948	8,2	4,6
		550	943	7,6	4,5
		600	937	7,2	4,5
		650	931	6,8	4,5
		700	926	6,4	4,4
		750	920	6,0	4,4
		800	914	5,5	4,3
		850	909	5,0	4,2
		900	903	4,6	4,2
		950	898	4,1	4,1
		1000	892	3,7	4,0
17	0:17	0	1006	4,8	4,7
		50	1000	9,1	6,1
		100	994	9,8	6,1
		150	988	9,9	6,0
		200	982	9,7	5,7

17	6:30	250	976	9,4	5,4
		300	970	9,2	5,3
		350	964	8,9	5,1
		400	959	8,6	4,9
		450	953	8,2	4,8
		500	947	7,8	4,7
		550	941	7,4	4,6
		600	936	7,1	4,6
		650	930	6,9	4,5
		700	924	6,6	4,5
		750	919	6,3	4,4
		0	1002	5,6	4,7
		50	996	7,0	4,5
		100	990	8,5	4,6
		150	984	8,5	4,4
		200	978	8,4	4,1
		250	972	8,2	4,0
		300	966	7,9	3,8
		350	960	7,6	3,7
		400	955	7,1	3,6
		450	949	6,7	3,5
		500	943	6,4	3,5
		550	937	6,3	3,5
		600	932	6,1	3,5
		650	926	5,9	3,6
		700	920	5,8	3,6
		750	915	5,6	3,6
		800	909	5,4	3,6
		850	904	5,2	3,6
		900	898	4,8	3,6
		950	892	4,4	3,6
		1000	887	3,9	3,6
18	18:19	0	1007	8,9	5,1
		50	1001	9,3	4,8
		100	994	9,7	4,7
		150	989	9,7	4,6
		200	983	9,4	4,5
		250	977	9,0	4,4
		300	971	8,5	4,3
		350	965	8,0	4,2
		400	960	7,5	4,1
		450	954	7,0	3,9
		500	948	6,6	3,8
		550	942	6,2	3,7

18	21:03	600	936	5,7	3,7
		650	931	5,3	3,7
		700	925	4,8	3,6
		750	919	4,4	3,8
		800	914	4,0	3,7
		850	908	3,6	3,7
		0	1008	6,7	5,2
		50	1002	9,4	5,8
		100	996	9,7	5,7
		150	990	9,7	5,5
		200	984	9,3	5,2
		250	978	8,9	5,0
		300	972	8,4	4,8
		350	966	7,9	4,6
		400	960	7,5	4,4
		450	955	7,1	4,3
		500	949	6,7	4,2
		550	943	6,2	4,1
		600	937	5,8	4,0
		650	932	5,4	3,9
		700	926	4,9	3,8
		750	920	4,4	3,8
		800	915	3,9	3,7
		850	909	3,4	3,7
19	0:21	0	1007	4,4	4,8
		50	1001	5,8	5,2
		100	995	7,1	5,6
		150	989	7,8	5,7
		200	983	8,3	5,7
		250	977	7,6	5,4
		300	971	7,1	5,1
		350	965	6,8	4,9
		400	959	6,5	4,7
		450	953	6,2	4,5
		500	948	5,8	4,3
		550	942	5,4	4,2
		600	936	4,9	4,0
		650	930	4,5	3,9
		700	925	4,1	3,8
		750	919	3,8	3,7
		800	913	3,4	3,6
		850	908	3,0	3,5
19	3:35	0	1007	2,8	4,0
		50	1001	4,3	4,5

		100	995	5,7	5,0
		150	989	7,2	5,6
		200	983	8,0	5,9
		250	977	7,8	5,8
		300	971	7,5	5,6
		350	965	7,2	5,4
		400	959	6,9	5,2
		450	953	6,5	5,0
		500	948	6,1	4,7
		550	942	5,7	4,5
		600	936	5,3	4,3
		650	930	5,0	4,1
		700	925	4,7	3,8
		750	919	4,3	3,6
		800	913	3,9	3,5
19	6:33	0	1008	1,6	4,1
		50	1002	3,6	4,6
		100	996	5,2	4,9
		150	990	6,3	5,2
		200	984	7,0	5,4
		250	978	7,0	5,3
		300	972	6,9	5,3
		350	966	6,6	5,1
		400	960	6,3	4,9
		450	954	6,0	4,7
		500	948	5,7	4,6
		550	943	5,4	4,4
		600	937	5,1	4,2
		650	931	4,8	3,9
		700	925	4,3	3,9
		750	920	3,9	3,7
		800	914	3,5	3,6
19	21:09	0	1010	7,9	5,4
		50	1004	9,2	4,9
		100	998	10,2	4,5
		150	992	10,3	4,2
		200	986	10,0	4,0
		250	980	9,5	3,9
		300	974	8,9	3,8
		350	968	8,4	3,7
		400	962	7,8	3,7
		450	957	7,3	3,7
		500	951	6,8	3,7
		550	945	6,4	3,8

		600	939	5,9	3,8
		650	934	5,5	3,8
		700	928	5,1	3,8
		750	922	4,7	3,8
		800	917	4,2	3,7
26	21:00	0	999	11,6	4,1
		50	993	13,4	3,9
		100	987	14,4	3,6
		150	981	14,9	3,4
		200	976	14,7	3,1
		250	970	14,3	2,8
		300	964	13,9	2,7
		350	958	13,5	2,6
		400	953	13,0	2,4
		450	947	12,5	2,4
		500	941	12,0	2,3
		550	936	11,5	2,2
		600	930	11,0	2,2
		650	925	10,5	2,1
		700	919	10,0	2,1
		750	913	9,6	2,1
		800	908	9,1	2,1
28	0:25	0	1003	7,1	5,1
		50	997	7,7	5,2
		100	991	8,1	5,4
		150	985	8,5	5,5
		200	979	8,4	5,5
		250	973	8,1	5,4
		300	967	7,8	5,3
		350	961	7,4	5,3
		400	956	7,1	5,2
		450	950	6,7	5,0
		500	944	6,4	4,9
		550	938	6,0	4,8
		600	933	5,6	4,6
		650	927	5,3	4,5
		700	921	4,9	4,4
		750	916	4,4	4,3
		800	910	3,9	4,2
28	3:22	0	1003	6,6	5,0
		50	997	7,2	5,2
		100	991	7,8	5,4
		150	985	8,1	5,5
		200	979	7,8	5,4

		250	973	7,4	5,3
		300	967	7,1	5,2
		350	961	6,9	5,1
		400	955	6,6	5,0
		450	950	6,2	4,8
		500	944	5,6	4,6
		550	938	5,1	4,5
		600	932	4,5	4,2
		650	927	3,9	4,0
		700	921	3,7	3,9
		850	915	3,4	3,9
		800	910	3,1	3,8
28	18:02	0	1005	12,4	4,9
		50	999	12,9	4,8
		100	993	13,2	4,9
		150	987	13,4	5,1
		200	981	13,1	5,1
		250	978	12,7	5,2
		300	973	12,2	5,1
		350	964	11,7	5,1
		400	958	11,3	5,0
		450	952	10,9	5,0
		500	947	10,5	4,9
		550	941	10,1	4,9
		600	935	9,7	4,9
		650	930	9,2	4,9
		700	924	8,7	4,9
		750	919	8,2	4,9
		800	913	7,7	4,8
28	21:03	0	1006	9,2	5,4
		50	1000	12,3	6,2
		100	994	12,8	6,2
		150	988	12,9	6,2
		200	982	12,8	6,1
		250	976	12,4	5,9
		300	971	12,0	5,8
		350	965	11,6	5,6
		400	959	11,1	5,6
		450	953	10,7	5,5
		500	948	10,3	5,4
		550	942	9,8	5,3
		600	936	9,4	5,2
		650	931	9,0	5,1
		700	925	8,5	5,0



29	0:18	750	920	8,0	4,9
		800	914	7,5	4,8
		0	1006	8,3	5,2
		50	1000	10,1	4,9
		100	994	11,4	4,6
		150	988	12,1	4,3
		200	982	12,4	4,1
		250	976	12,1	3,9
		300	970	11,6	3,6
		350	965	11,2	3,4
		400	959	10,8	3,3
		450	953	10,3	3,2
		500	947	9,8	3,2
		550	942	9,3	3,1
		600	936	8,8	3,1
		650	930	8,3	3,1
		700	925	7,9	3,1
		750	919	7,5	3,1
		800	914	7,0	3,1
29	3:43	0	1006	6,6	4,6
		50	1000	8,4	4,8
		100	994	9,9	5,0
		150	988	10,3	4,9
		200	982	10,3	4,7
		250	976	10,2	4,5
		300	970	10,1	4,2
		350	964	10,0	4,0
		400	959	9,9	3,9
		450	953	9,7	3,9
		500	947	9,5	3,9
		550	941	9,1	3,9
		600	936	8,5	3,9
		650	930	8,0	4,0
		700	925	7,5	4,0
		750	919	7,0	3,9
		800	913	6,5	3,9
31	0:19	0	1014	2,8	3,9
		50	1008	3,3	4,0
		100	1002	3,8	4,0
		150	995	4,1	4,0
		200	989	4,3	3,9
		250	983	4,4	3,9
		300	977	4,5	3,9
		350	971	4,4	3,9

		400	965	4,1	3,8
		450	959	3,9	3,6
		500	954	3,6	3,5
		550	948	3,3	3,3
		600	942	2,9	3,1
		650	936	2,5	2,9
		700	930	2,0	2,8
		750	925	1,5	2,7
		800	919	1,0	2,6
33	3:25	0	1020	0,9	3,4
		50	1014	4,8	4,2
		100	1008	6,9	4,6
		150	1001	7,2	4,6
		200	995	7,5	4,6
		250	989	7,8	4,6
		300	983	7,8	4,6
		350	977	7,5	4,4
		400	972	7,1	4,2
		450	966	6,8	4,0
		500	960	6,4	3,8
		550	954	5,9	3,6
		600	948	5,3	3,4
		650	942	4,7	3,3
		700	937	4,1	3,2
		750	931	3,6	3,2
		800	925	3,3	3,1
		850	919	2,9	3,1
		900	914	2,4	3,0
		950	906	2,1	3,0
		1000	902	1,6	2,9
33	6:10	0	1021	-0,1	3,4
		50	1015	2,5	4,3
		100	1008	4,7	5,1
		150	1002	6,0	5,3
		200	996	6,9	5,4
		250	990	7,5	5,4
		300	984	7,8	5,4
		350	978	7,2	5,1
		400	972	6,7	4,6
		450	966	6,2	4,5
		500	961	5,8	4,3
		550	955	5,3	4,0
		600	949	4,9	3,8
		650	943	4,4	3,7

700	937	4,0	3,6
750	932	3,6	3,6
800	926	3,1	3,5
850	920	2,7	3,4
900	914	2,4	3,4
950	909	2,3	3,3
1000	903	2,5	2,8

Tabla 4.V: Valores de  $\theta^*$  y  $h^*$  correspondientes a los datos del Proyecto O'Neill para el grupo 1 de rango de  $z/L$ .

Fecha	Hora	z (m)	p (hPa)	T (°C)	$\theta$ (K)	$\theta^*$	$h^*$	$z/L$
570809	20,35	0,0	942,0	25,0	303,1	0,000	0,000	0.0236
570809	20,35	159,5	925,0	27,1	306,9	0,439	0,439	
570809	20,35	363,3	903,9	29,8	311,6	1,000	1,000	
570813	4,35	0,0	948,0	20,0	297,5	0,000	0,000	0.0149
570813	4,35	447,2	900,0	21,8	303,8	0,673	0,778	
570813	4,35	573,2	887,0	23,5	306,8	0,996	0,997	
570813	4,35	574,7	886,8	23,5	306,9	1,000	1,000	
570813	18,35	0,0	944,0	31,0	309,1	0,000	0,000	0.0754
570813	18,35	133,1	930,0	31,4	310,8	0,768	0,769	
570813	18,35	173,1	925,8	31,5	311,3	1,000	1,000	
570813	20,35	0,0	944,0	23,0	300,9	0,000	0,000	0.1375
570813	20,35	206,7	922,0	29,6	309,7	1,000	1,000	
570819	18,35	0,0	950,0	23,2	300,6	0,000	0,000	0.0865
570819	18,35	129,0	936,0	24,2	302,9	0,822	0,822	
570819	18,35	156,9	933,0	24,4	303,4	1,000	1,000	
570825	20,35	0,0	941,0	26,5	304,8	0,000	0,000	0.0296
570825	20,35	382,3	901,0	28,6	310,7	0,841	0,842	
570825	20,35	454,0	893,7	29,0	311,9	1,000	1,000	
570831	4,35	0,0	942,0	23,0	301,1	0,000	0,000	0.0149
570831	4,35	396,1	900,0	24,1	306,2	0,790	0,792	
570831	4,35	500,3	889,3	24,4	307,5	1,000	1,000	
570831	6,35	0,0	942,0	22,2	300,3	0,000	0,000	0.0033
570831	6,35	280,8	912,0	24,3	305,2	0,584	0,586	
570831	6,35	479,5	891,5	25,8	308,8	1,000	1,000	
570907	6,35	0,0	952,0	9,8	286,8	0,000	0,000	0.0342
570907	6,35	196,0	930,0	16,7	295,8	1,000	1,000	

Tabla 4.V: Valores de  $\theta^*$  y  $h^*$  correspondientes a los datos del Proyecto O'Neill para el grupo 1 de rango de  $z/L$ .

Fecha	Hora	z (m)	p (hPa)	T (°C)	$\theta$ (K)	$\theta^*$	$h^*$	$z/L$
570809	20,35	0,0	942,0	25,0	303,1	0,000	0,000	0.0236
570809	20,35	159,5	925,0	27,1	306,9	0,439	0,439	
570809	20,35	363,3	903,9	29,8	311,6	1,000	1,000	
570813	4,35	0,0	948,0	20,0	297,5	0,000	0,000	0.0149
570813	4,35	447,2	900,0	21,8	303,8	0,673	0,778	
570813	4,35	573,2	887,0	23,5	306,8	0,996	0,997	
570813	4,35	574,7	886,8	23,5	306,9	1,000	1,000	
570813	18,35	0,0	944,0	31,0	309,1	0,000	0,000	0.0754
570813	18,35	133,1	930,0	31,4	310,8	0,768	0,769	
570813	18,35	173,1	925,8	31,5	311,3	1,000	1,000	
570813	20,35	0,0	944,0	23,0	300,9	0,000	0,000	0.1375
570813	20,35	206,7	922,0	29,6	309,7	1,000	1,000	
570819	18,35	0,0	950,0	23,2	300,6	0,000	0,000	0.0865
570819	18,35	129,0	936,0	24,2	302,9	0,822	0,822	
570819	18,35	156,9	933,0	24,4	303,4	1,000	1,000	
570825	20,35	0,0	941,0	26,5	304,8	0,000	0,000	0.0296
570825	20,35	382,3	901,0	28,6	310,7	0,841	0,842	
570825	20,35	454,0	893,7	29,0	311,9	1,000	1,000	
570831	4,35	0,0	942,0	23,0	301,1	0,000	0,000	0.0149
570831	4,35	396,1	900,0	24,1	306,2	0,790	0,792	
570831	4,35	500,3	889,3	24,4	307,5	1,000	1,000	
570831	6,35	0,0	942,0	22,2	300,3	0,000	0,000	0.0033
570831	6,35	280,8	912,0	24,3	305,2	0,584	0,586	
570831	6,35	479,5	891,5	25,8	308,8	1,000	1,000	
570907	6,35	0,0	952,0	9,8	286,8	0,000	0,000	0.0342
570907	6,35	196,0	930,0	16,7	295,8	1,000	1,000	

Tabla 4.VIII: Valores de  $\theta^*$  y  $h^*$  correspondientes a los datos del Proyecto Wangara, utilizados en el grupo 1 de rango de  $z/L$ .

Día	Hora	$z$ (m)	$p$ (hPa)	$T$ (°C)	$\theta$ (K)	$\theta^*$	$h^*$	$z/L$
1	21:23	0	1010	7,8	272,4	0,000	0,000	0.2202
1	21:23	50	1004	9,0	281,7	0,641	0,143	
1	21:23	100	998	10,6	283,8	0,786	0,286	
1	21:23	150	992	11,8	285,5	0,903	0,429	
1	21:23	200	986	12,0	286,2	0,952	0,571	
1	21:23	250	980	12,0	286,7	0,986	0,714	
1	21:23	300	974	11,6	286,8	0,993	0,857	
1	21:23	350	968	11,2	286,9	1,000	1,000	
2	0:20	0	1009	7,3	272,4	0,000	0,000	0.1100
2	0:20	50	1003	8,9	281,7	0,650	0,125	
2	0:20	100	997	10,9	284,1	0,818	0,250	
2	0:20	150	991	11,4	285,1	0,888	0,375	
2	0:20	200	985	11,6	285,8	0,937	0,500	
2	0:20	250	979	11,3	286,0	0,951	0,625	
2	0:20	300	973	11,1	286,3	0,972	0,750	
2	0:20	350	967	10,8	286,5	0,986	0,875	
2	0:20	400	962	10,5	286,7	1,000	1,000	0.1993
2	4:10	0	1008	6,0	272,4	0,000	0,000	
2	4:10	50	1002	7,9	280,7	0,580	0,091	
2	4:10	100	996	9,4	282,7	0,720	0,182	
2	4:10	150	990	10,5	284,3	0,832	0,273	
2	4:10	200	984	10,9	285,2	0,895	0,364	
2	4:10	250	978	10,9	285,7	0,930	0,455	
2	4:10	300	972	10,6	285,9	0,944	0,546	
2	4:10	350	966	10,3	286,1	0,958	0,636	
2	4:10	400	961	10,0	286,2	0,965	0,727	
2	4:10	450	955	9,6	286,3	0,972	0,818	
2	4:10	500	949	9,3	286,6	0,993	0,909	
2	4:10	550	943	8,9	286,7	1,000	1,000	0.2081
3	18:22	0	1005	13,0	272,4	0,000	0,000	
3	18:22	50	999	13,9	287,0	0,880	0,143	
3	18:22	100	993	14,2	287,8	0,928	0,286	
3	18:22	150	987	14,3	288,4	0,964	0,429	
3	18:22	200	981	14,1	288,7	0,982	0,571	
3	18:22	250	976	13,8	288,8	0,988	0,714	
3	18:22	300	970	13,4	288,9	0,994	0,857	
3	18:22	350	964	13,0	289,0	1,000	1,000	0.2151
3	21:14	0	1006	11,2	272,4	0,000	0,000	
3	21:14	50	1000	12,0	285,0	0,764	0,091	
3	21:14	100	994	12,6	286,1	0,830	0,182	

3	21:14	150	988	12,9	286,9	0,879	0,273	
3	21:14	200	982	12,8	287,3	0,903	0,364	
3	21:14	250	976	12,6	287,6	0,921	0,455	
3	21:14	300	971	12,4	287,8	0,933	0,546	
3	21:14	350	965	12,1	288,0	0,946	0,636	
3	21:14	400	959	11,8	288,2	0,958	0,727	
3	21:14	450	953	11,5	288,4	0,970	0,818	
3	21:14	500	948	11,3	288,7	0,988	0,909	
3	21:14	550	942	11,0	288,9	1,000	1,000	
13	18:30	0	1014	11,5	272,4	0,000	0,000	0.1733
13	18:30	50	1008	13,8	286,1	0,835	0,200	
13	18:30	100	1002	14,8	287,6	0,927	0,400	
13	18:30	150	996	15,0	288,3	0,970	0,600	
13	18:30	200	990	14,9	288,7	0,994	0,800	
13	18:30	250	984	14,5	288,8	1,000	1,000	
13	21:03	0	1014	7,4	272,4	0,000	0,000	0.1950
13	21:03	50	1008	10,3	282,7	0,636	0,100	
13	21:03	100	1002	12,7	285,5	0,809	0,200	
13	21:03	150	996	13,7	287,0	0,901	0,300	
13	21:03	200	990	13,9	287,7	0,944	0,400	
13	21:03	250	984	13,7	288,0	0,963	0,500	
13	21:03	300	978	13,4	288,2	0,975	0,600	
13	21:03	350	973	13,1	288,3	0,982	0,700	
13	21:03	400	967	12,6	288,4	0,988	0,800	
13	21:03	450	961	12,2	288,5	0,994	0,900	
13	21:03	500	955	11,8	288,6	1,000	1,000	
14	6:17	0	1011	5,4	272,4	0,000	0,000	0.2277
14	6:17	50	1005	7,4	280,0	0,487	0,100	
14	6:17	100	999	8,4	281,5	0,583	0,200	
14	6:17	150	993	8,9	282,5	0,647	0,300	
14	6:17	200	987	9,7	283,8	0,731	0,400	
14	6:17	250	981	10,4	285,0	0,808	0,500	
14	6:17	300	975	10,9	286,0	0,872	0,600	
14	6:17	350	969	11,3	286,9	0,930	0,700	
14	6:17	400	963	11,2	287,3	0,955	0,800	
14	6:17	450	958	11,1	287,6	0,974	0,900	
14	6:17	500	952	11,0	288,0	1,000	1,000	
15	3:40	0	1001	7,3	272,4	0,000	0,000	0.1468
15	3:40	50	995	11,3	284,7	0,703	0,143	
15	3:40	100	989	13,9	287,8	0,880	0,286	
15	3:40	150	983	14,0	288,4	0,914	0,429	
15	3:40	200	977	14,0	288,9	0,943	0,571	
15	3:40	250	972	13,9	289,2	0,960	0,714	
15	3:40	300	966	13,8	289,7	0,989	0,857	

15	3:40	350	960	13,5	289,9	1,000	1,000	
19	21:09	0	1010	7,9	272,4	0,000	0,000	0.1476
19	21:09	50	1004	9,2	281,9	0,812	0,250	
19	21:09	100	998	10,2	283,4	0,940	0,500	
19	21:09	150	992	10,3	284,0	0,992	0,750	
19	21:09	200	986	10,0	284,1	1,000	1,000	
27	0:03	0	997	12,7	272,4	0,000	0,000	0.1147
27	0:03	50	991	12,8	286,5	0,792	0,143	
27	0:03	100	985	13,0	287,2	0,832	0,286	
27	0:03	150	979	13,3	288,0	0,876	0,429	
27	0:03	200	974	13,5	288,7	0,916	0,571	
27	0:03	250	968	13,6	289,3	0,949	0,714	
27	0:03	300	962	13,6	289,8	0,978	0,857	
27	0:03	350	956	13,5	290,2	1,000	1,000	
28	0:25	0	1003	7,1	272,4	0,000	0,000	0.0682
28	0:25	50	997	7,7	280,9	0,766	0,167	
28	0:25	100	991	8,1	281,8	0,847	0,333	
28	0:25	150	985	8,5	282,7	0,928	0,500	
28	0:25	200	979	8,4	283,1	0,964	0,667	
28	0:25	250	973	8,1	283,3	0,982	0,833	
28	0:25	300	967	7,8	283,5	1,000	1,000	
28	3:22	0	1003	6,6	272,4	0,000	0,000	0.1697
28	3:22	50	997	7,2	280,4	0,734	0,125	
28	3:22	100	991	7,8	281,5	0,835	0,250	
28	3:22	150	985	8,1	282,3	0,908	0,375	
28	3:22	200	979	7,8	282,5	0,927	0,500	
28	3:22	250	973	7,4	282,6	0,936	0,625	
28	3:22	300	967	7,1	282,8	0,954	0,750	
28	3:22	350	961	6,9	283,1	0,982	0,875	
28	3:22	400	955	6,6	283,3	1,000	1,000	
31	0:19	0	1014	2,8	272,4	0,000	0,000	0.0475
31	0:19	50	1008	3,3	275,7	0,452	0,143	
31	0:19	100	1002	3,8	276,6	0,575	0,286	
31	0:19	150	995	4,1	277,5	0,699	0,429	
31	0:19	200	989	4,3	278,2	0,795	0,571	
31	0:19	250	983	4,4	278,8	0,877	0,714	
31	0:19	300	977	4,5	279,4	0,959	0,857	
31	0:19	350	971	4,4	279,7	1,000	1,000	
33	6:10	0	1021	-0,1	272,4	0,000	0,000	0.0928
33	6:10	50	1015	2,5	274,3	0,196	0,167	
33	6:10	100	1008	4,7	277,1	0,485	0,333	
33	6:10	150	1002	6,0	278,8	0,660	0,500	
33	6:10	200	996	6,9	280,2	0,804	0,667	
33	6:10	250	990	7,5	281,3	0,918	0,833	



33      6:10      300      984      7,8      282,1      1,000      1,000

Tabla 4.IX: Valores de  $\theta^*$  y  $h^*$  correspondientes a los datos del Proyecto Wangara, utilizados en el grupo 2 de rango de  $z/L$ .

Día	Hora	z (m)	p (hPa)	T (°C)	$\theta$ (K)	$\theta^*$	$h^*$	$z/L$
1	18:25	0	1010	10,8	272,4	0,000	0,000	0.3312
1	18:25	50	1004	11,9	284,6	0,836	0,333	
1	18:25	100	998	12,0	285,2	0,877	0,667	
1	18:25	150	992	13,3	287,0	1,000	1,000	
1	6:40	0	1012	2,9	272,4	0,000	0,000	1.0874
1	6:40	50	1006	6,9	279,4	0,539	0,083	
1	6:40	100	1000	9,3	282,3	0,762	0,167	
1	6:40	150	994	10,1	283,6	0,862	0,250	
1	6:40	200	988	10,1	284,1	0,900	0,333	
1	6:40	250	982	9,9	284,4	0,923	0,417	
1	6:40	300	976	9,6	284,6	0,939	0,500	
1	6:40	350	970	9,3	284,8	0,954	0,583	
1	6:40	400	964	9,0	285,0	0,969	0,667	
1	6:40	450	959	8,7	285,1	0,977	0,750	
1	6:40	500	953	8,3	285,2	0,985	0,833	
1	6:40	550	947	7,9	285,3	0,992	0,917	
1	6:40	600	941	7,5	285,4	1,000	1,000	
6	21:04	0	1018	5,9	272,4	0,000	0,000	0.4838
6	21:04	50	1012	9,5	281,5	0,711	0,200	
6	21:04	100	1006	11,4	283,9	0,898	0,400	
6	21:04	150	1000	11,6	284,6	0,953	0,600	
6	21:04	200	994	11,5	285,0	0,984	0,800	
6	21:04	250	986	11,1	285,2	1,000	1,000	
7	0:30	0	1017	4,3	272,4	0,000	0,000	0.7165
7	0:30	50	1011	8,1	280,2	0,595	0,111	
7	0:30	100	1005	9,3	281,9	0,725	0,222	
7	0:30	150	999	9,9	283,0	0,809	0,333	
7	0:30	200	993	10,2	283,8	0,870	0,444	
7	0:30	250	987	10,5	284,6	0,931	0,556	
7	0:30	300	981	10,4	285,0	0,962	0,667	
7	0:30	350	975	10,2	285,3	0,985	0,778	
7	0:30	400	969	9,8	285,4	0,992	0,889	
7	0:30	450	963	9,4	285,5	1,000	1,000	
7	4:25	0	1017	1,6	272,4	0,000	0,000	0.6537
7	4:25	50	1011	5,2	277,3	0,340	0,111	
7	4:25	100	1005	8,4	281,0	0,597	0,222	
7	4:25	150	999	10,3	283,4	0,764	0,333	

7	4:25	200	993	11,5	285,1	0,882	0,444	
7	4:25	250	987	12,0	286,1	0,951	0,556	
7	4:25	300	981	11,9	286,5	0,979	0,667	
7	4:25	350	975	11,6	286,7	0,993	0,778	
7	4:25	400	969	11,1	286,7	0,993	0,889	
7	4:25	450	963	10,7	286,8	1,000	1,000	
7	6:24	0	1015	0,6	272,4	0,000	0,000	0.9477
7	6:24	50	1009	5,6	277,9	0,451	0,100	
7	6:24	100	1003	8,4	281,2	0,721	0,200	
7	6:24	150	997	8,8	282,0	0,787	0,300	
7	6:24	200	991	9,3	283,0	0,869	0,400	
7	6:24	250	985	9,3	283,5	0,910	0,500	
7	6:24	300	979	9,1	283,8	0,934	0,600	
7	6:24	350	973	8,9	284,1	0,959	0,700	
7	6:24	400	967	8,5	284,2	0,967	0,800	
7	6:24	450	961	8,2	284,4	0,984	0,900	
7	6:24	500	955	7,9	284,6	1,000	1,000	
7	18:19	0	1011	9,3	272,4	0,000	0,000	1.6327
7	18:19	50	1005	10,7	283,3	0,703	0,200	
7	18:19	100	999	12,0	285,1	0,819	0,400	
7	18:19	150	993	13,2	286,8	0,929	0,600	
7	18:19	200	987	13,3	287,4	0,968	0,800	
7	18:19	250	981	13,3	287,9	1,000	1,000	
8	3:25	0	1010	3,9	272,4	0,000	0,000	0.7376
8	3:25	50	1004	7,6	280,3	0,568	0,111	
8	3:25	100	998	9,0	282,2	0,705	0,222	
8	3:25	150	992	9,9	283,6	0,806	0,333	
8	3:25	200	986	10,4	284,5	0,871	0,444	
8	3:25	250	980	10,3	284,9	0,899	0,556	
8	3:25	300	974	10,1	285,2	0,921	0,667	
8	3:25	350	968	10,0	285,6	0,950	0,778	
8	3:25	400	962	10,0	286,2	0,993	0,889	
8	3:25	450	957	9,7	286,3	1,000	1,000	
8	6:20	0	1011	2,3	272,4	0,000	0,000	1.1742
8	6:20	50	1005	5,3	277,9	0,487	0,200	
8	6:20	100	999	7,7	280,8	0,743	0,400	
8	6:20	150	993	8,8	282,4	0,885	0,600	
8	6:20	200	987	9,4	283,5	0,982	0,800	
8	6:20	250	981	9,1	283,7	1,000	1,000	
13	3:35	0	1016	5,8	272,4	0,000	0,000	1.7143
13	3:35	50	1010	8,6	280,8	0,583	0,100	
13	3:35	100	1004	10,0	282,7	0,715	0,200	
13	3:35	150	998	10,0	283,2	0,750	0,300	
13	3:35	200	992	10,0	283,7	0,785	0,400	

13	3:35	250	986	10,0	284,1	0,813	0,500	
13	3:35	300	980	10,0	284,6	0,847	0,600	
13	3:35	350	974	10,1	285,2	0,889	0,700	
13	3:35	400	968	10,1	285,7	0,924	0,800	
13	3:35	450	962	10,2	286,4	0,972	0,900	
13	3:35	500	957	10,2	286,8	1,000	1,000	
16	3:35	0	1007	5,2	272,4	0,000	0,000	0.9804
16	3:35	50	1001	6,7	279,6	0,567	0,091	
16	3:35	100	995	7,9	281,3	0,701	0,182	
16	3:35	150	989	8,2	282,1	0,764	0,273	
16	3:35	200	983	8,1	282,5	0,795	0,364	
16	3:35	250	977	7,8	282,7	0,811	0,455	
16	3:35	300	971	7,6	283,0	0,835	0,546	
16	3:35	350	965	7,6	283,5	0,874	0,636	
16	3:35	400	959	7,6	284,0	0,913	0,727	
16	3:35	450	954	7,7	284,5	0,953	0,818	
16	3:35	500	948	7,7	285,0	0,992	0,909	
16	3:35	550	942	7,3	285,1	1,000	1,000	
26	21:00	0	999	11,6	272,4	0,000	0,000	0.4399
26	21:00	50	993	13,4	287,0	0,844	0,250	
26	21:00	100	987	14,4	288,5	0,931	0,500	
26	21:00	150	981	14,9	289,5	0,988	0,750	
26	21:00	200	976	14,7	289,7	1,000	1,000	
33	3:25	0	1020	0,9	272,4	0,000	0,000	0.3891
33	3:25	50	1014	4,8	276,7	0,430	0,143	
33	3:25	100	1008	6,9	279,3	0,690	0,286	
33	3:25	150	1001	7,2	280,1	0,770	0,429	
33	3:25	200	995	7,5	280,9	0,850	0,571	
33	3:25	250	989	7,8	281,7	0,930	0,714	
33	3:25	300	983	7,8	282,2	0,980	0,857	
33	3:25	350	977	7,5	282,4	1,000	1,000	

*Tabla 4.X:* Alturas de capa límite estable nocturnas estimadas y observadas correspondientes a los datos para la verificación del Proyecto O'Neill.

Día	Hora	hobs (m)	hest (m)
9	0:35	153.4	233.8
9	2:35	218.1	305.8
9	4:35	357.4	395.6
19	0:35	107.8	150.8
19	2:35	207.4	176.8
19	4:35	143.7	190.5
19	6:35	180.3	206.2
31	22:35	312.6	235.4
1	0:35	311.6	323.0
1	2:35	416.9	401.5
1	6:35	426.9	528.1
7	22:35	303.5	301.2
8	0:35	312.0	340.0
8	2:35	357.6	378.7

*Tabla 4.XI:* Alturas de capa límite estable nocturnas estimadas y observadas correspondientes a los datos para la verificación del Proyecto Prairie Grass.

Emisión	Hora	hobs (m)	hest (m)
37	3:05	279.0	239.1
38	5:05	345.3	311.2
40	0:35	148.5	198.8
41	3:05	298.8	239.0
42	5:05	251.7	266.0
55	1:05	405.7	380.0
56	3:05	442.0	464.3
59	22:35	247.7	203.5
60	0:35	295.6	234.8
67	0:35	197.4	211.1
68	2:35	140.6	247.4

Tabla 4.XII: Alturas de la capa límite estable nocturna estimadas y observadas correspondiente a los datos para la verificación del proyecto Wangara.

Día	Hora	hobs	hest
4	21.06	200	179.4
5	0.19	150	258.7
5	3.32	350	325.1
5	6.28	350	362.9
17	0.17	250	137.3
17	6.30	350	187.9
18	21.03	150	179.5
19	0.21	200	202.7
19	3.35	200	221.3
19	6.33	300	235.9
28	21.03	200	214.1
29	0.18	200	251.2
29	3.43	450	284.8